

SÉRIE A, N° 3302

N° D'ORDRE :

4174

THÈSES

PRÉSENTÉES

A LA FACULTÉ DES SCIENCES
DE L'UNIVERSITÉ DE PARIS

POUR OBTENIR

LE GRADE DE DOCTEUR ES SCIENCES NATURELLES

PAR

Maurice MATTAUER

1^{re} THÈSE.

ÉTUDE GÉOLOGIQUE
DE L'OUARSENIS ORIENTAL (ALGÉRIE)

2^e THÈSE. — PROPOSITIONS DONNÉES PAR LA FACULTÉ.

Soutenues le 2 Décembre 1957 devant la Commission d'examen.

=

MM. L. BARRABÉ, *Président.*

P. PRUVOST,

L. GLANGEAUD,

P. FALLOT, *Invité.*

} *Examineurs.*

FACULTÉ DES SCIENCES DE L'UNIVERSITÉ DE PARIS

Professeurs

Doyen J. PERES

G. JULIA	T Anal. sup. et Algèbre sup.	VASSY	Physique de l'atmosphère
FOCH	T Méc. phys. et expérimentale	DESTOUCHES	Théories physiques
PAUTHENIER	T Électrotechnique générale	P. PRUVOST	T Géologie
DE BROGLIE	T Théories physiques	AMIEL	T Chimie (P.C.B.)
PRENANT	T Anat. et Histol. comparées	HOCART	T Minéralogie
GARNIER	T Géométrie supérieure	J.-P. MATHIEU	T Physique (P.C.B.)
PERES	T Méc. des fluides et appl.	COUTEAUX	T Biologie animale (P.C.B.)
LAUGIER	T Physiologie générale	MAY	T Biologie animale (P.C.B.)
M. CURIE	T Physique (P.C.B.)	CHOQUET	T Calc. diff. et intégral
BARRABE	T Géol. struct. et Géol. appl.	FELDMANN	Biologie (P.C.B.)
G. DARMOIS	T Calc. des prob. et Phys. Math.	GUINIER	T Physique (P.C.B.)
J. BOURCART	T Gréogr. Phys. et Géol. dyn.	JOST	T Biologie (P.C.B.)
PLANTEFOL	T Botanique	FORTET	T Calc. des probabilités
GRASSE	T Évol. des êtres organisés	SCHWARTZ	T Méth. Mathém. de la Phys.
PRÉVOST	T Chimie organique	CHOUARD	T Physiologie végétale
BOULIGAND	T Appl. de l'anal. à la Géom.	MALAVARD	T Aviation
CHAUDRON	T Chimie appliquée	BRELOT	T Calcul différentiel
WYART	T Minéralogie	NORMANT	T Chimie (P.C.B.)
TEISSIER	T Zoologie	BENARD	T Chimie (P.C.B.)
MANGENOT	T Biologie végétale	BUVAT	T Botanique (E.N.S.)
P. AUGER	T Phys. quantique et Relat.	DUGUE	T Statistiques mathématiques
MONNIER	T Physiologie des fonctions	GELOSO	Chimie (S.P.C.N.)
PIVETEAU	T Géologie	SOULAIRAC	T Psychophysiologie
ROCARD	T Physique (E.N.S.)	ULRICH	T Physiologie végétale
H. CARTAN	T Mathématiques (E.N.S.)	MARÉCHAL	T Optique théor. et appl.
LAFFITTE	T Chimie générale	KIRRMANN	T Théories chimiques
FAVARD	T Mécanique générale	CHADEFAUD	Botanique
COULOMB	T Physique du Globe	DESTRIAU	T Physique (M.P.C.)
M ^{lle} COUSIN	T Biologie animale (P.C.B.)	M ^{lle} LE BRETON	Physiologie générale
CHRÉTIEN	T Chimie minérale	SALEM	T Mathématiques générales
P. DRACH	T Zoologie	LELONG	T Mathématiques générales
KASTLER	T Physique	DEVILLERS	Anat. et Histol. comparées
EPHROSSI	T Génétique	EHRESMANN	T Topologie algébrique
WURMSER	T Biol. Physico-chimique	FRANCON	Physique (M.P.C.)
RIVIERE	T Géologie (S.P.C.N.)	GLANGEAUD	T Géographie physique et
GAUTHERET	T Biologie végétale (P.C.B.)	GODEMENT	Géologie dynamique
LUCAS	T Recherches physiques	PISOT	T Mathématiques (M.P.C.)
A. THOMAS	T Biologie cellulaire	ROCH (E.)	T Calcul des Probabilités
ARNULF	T Optique appliquée	SCHATZMANN	Géologie
M. MORAND	T Physique	TERMIER	Astrophysique
SOLEILLET	T Physique	ZAMANSKY	T Paléontologie stratigraph.
FORTIER	T Méc. expér. des fluides	JOLIOT	T Mathématiques générales
DANJON	T Astronomie	LENNUIER	T Phys. nucl. et Radioactivité
FROMAGEOT	T Chimie biologique	RIZET	Physique (P.C.B.)
LAPORTE	T Phys. génér. et radioactivité	M ^{me} TONNELAT	Génétique
JANET	T Méc. anal. et Méc. céleste	DIXMIER	Théories Physiques
PETIT	T Biologie maritime	SOUCHAY	Mathématiques (M.P.C.)
QUENEY	T Météor. et dyn. atmosphér.	AIGRAIN	Chimie (P.C.B.)
GALLIEN	T Embryologie	BRUSSET	Physique (P.C.B.)
EICHHORN	T Biologie végétale (P.C.B.)	M. LEVY	Chimie (P.C.B.)
DE CUGNAC	Biologie végétale (P.C.B.)	LENORMANT	Physique théorique
M ^{lle} CAUCHOIS	T Chimie physique	M ^{me} CHAIX	Physiologie
THELLIER	T Physique du Globe	M ^{me} HUREL-PY	Chimie biologique
L'HÉRITIER	T Génétique	PIAUX	Biol. végétale (P.C.B.)
GRIVET	T Radioélectricité	BRUN	Chimie (P.C.B.)
PONCIN	T Mécanique des fluides	LEDERER	Méc. expér. des fluides
DUBREIL	T Arith. et théor. des nombres	M ^{me} DUBREIL-JACOTIN	Chimie biologique
QUELET	T Chimie organique	M ^{me} LELONG-FERRAND	Mathématiques
CAGNIARD	T Géophysique appliquée	BELLAIR	Géologie (S.P.C.N.)
CHAMPETIER	T Chimie macromoléculaire	COTTE	T Physique (M.P.C.)
CUVILLIER	T Géol. struct. et Géol. appl.	DUBOIS J.	Chimie
JUNG	T Pétrographie	LAMOTTE	Zoologie (E.N.S.)
TRILLAT	T Microscopie et diffraction	LE ROLLAND	Mécanique des fluides
WIEMANN	T Chimie organ. structurale	MICHEL	Chimie (P.C.B.)
JACQUINOT	T Spectrosc. et Phys. céleste		

Secrétaire général C. MONIER

ÉTUDE GÉOLOGIQUE
DE L'OUARSENIS ORIENTAL



Digitized by the Internet Archive
in 2026

SÉRIE A, N° 3302

N° D'ORDRE :

4174

THÈSES

PRÉSENTÉES

A LA FACULTÉ DES SCIENCES
DE L'UNIVERSITÉ DE PARIS

POUR OBTENIR

LE GRADE DE DOCTEUR ES SCIENCES NATURELLES

PAR

Maurice MATTAUER

1^{re} THÈSE.

**ÉTUDE GÉOLOGIQUE
DE L'OUARSENIS ORIENTAL (ALGÉRIE)**

2^e THÈSE. — PROPOSITIONS DONNÉES PAR LA FACULTÉ.

Soutenues le 2 Décembre 1957 devant la Commission d'examen.

MM. L. BARRABÉ, *Président.*

P. PRUVOST,
L. GLANGEAUD, } *Examineurs.*
P. FALLOT, *Invité.*



AVANT-PROPOS

Cette « Étude géologique de l'Ouarsenis oriental » est l'aboutissement de six années de recherches minutieuses sur le terrain et en laboratoire. Elle a permis, grâce à la cartographie d'un vaste territoire, de modifier l'opinion que l'on avait sur cette partie du Tell.

Devant l'importance des résultats obtenus, c'est pour moi un agréable devoir de reconnaître que ce travail doit le jour à M. Louis GLANGEAUD, Professeur à la Sorbonne, Doyen honoraire de la Faculté des Sciences de Besançon et à M. Gaston BÉTIER, Ingénieur général des Mines et Directeur du Service de la Carte Géologique de l'Algérie.

*
* *

C'est mon Maître, L. GLANGEAUD, qui sut m'entraîner sur cette si rude et si attachante terre algérienne, qui sut me communiquer sa passion de la Géologie tellienne, et qui pressentit tout l'intérêt du massif de l'Ouarsenis. Sur le terrain, l'exemple de son extraordinaire activité, m'apprit à ne pas lésiner sur mes efforts. L'étonnante somme de renseignements qu'il parvenait à arracher au terrain et l'intéressante critique qu'il leur appliquait immédiatement, les discussions animées qu'il provoquait, m'apprirent à vivre avec le terrain, à contrôler sans cesse mes observations et à réajuster sans arrêt mes hypothèses de travail. Au Laboratoire mes travaux étaient inlassablement critiqués jusqu'à ce qu'une minutieuse cartographie appuyée sur de nombreuses données paléontologiques puisse être présentée. Mais ce souci constant du détail n'était qu'un prélude aux problèmes généraux ; ceux-ci étaient toujours abordés, développés, modifiés avec aisance et rigueur.

Que mon Maître veuille bien trouver ici et accepter, pour tout ce que je lui dois, pour tout ce que cet ouvrage lui doit, mon hommage d'affectueuse reconnaissance.

M. Gaston BÉTIER m'accueillit en 1949 parmi ses collaborateurs, et me confia en 1951, l'étude du massif de l'Ouarsenis. Pendant les nombreux mois qu'ont duré mes recherches sur le terrain, il n'a cessé de mettre à ma disposition des moyens matériels qui facilitèrent grandement ma tâche et sans lesquels cette monographie n'eut jamais pu être élaborée.

Dans ce massif dont l'accès est rendu difficile par le manque de routes, j'ai eu ainsi la possibilité de multiplier les tournées, de revenir vérifier mes hypothèses, d'établir en certains points des levés au 1/20.000 ; les moyens de transport ne m'ont jamais été comptés. Grâce à sa large compréhension, j'ai pu effectuer avec de nombreux collègues, des tournées dans l'ensemble du Tell, qui permirent d'éclairer bien des points obscurs.

Plus que tout peut-être, l'intérêt que le Directeur du Service de la Carte Géologique portait à mes recherches et les encouragements qu'il ne cessa de me prodiguer furent pour moi un précieux stimulant.

*

* *

Au cours des nombreux mois passés en Algérie, mes dettes de reconnaissance se sont accumulées ; des rencontres sympathiques m'ont permis de renforcer des liens d'amitié et d'en nouer de nouveaux. Parmi cet ensemble de souvenirs, qu'il me soit permis d'en rappeler quelques-uns.

Au Service de la Carte géologique, M. P. DELEAU, son Chef, ne cessa de s'intéresser à mes travaux ; il n'hésita pas à venir les vérifier sur le terrain ; avec G. et J. GLACON, les échanges de vue furent pleins d'intérêt.

A la Faculté des Sciences, je n'eus qu'à me réjouir de l'audience cordiale que me réserva toujours M. le Professeur LAFFITTE, qui fut pour moi le plus qualifié des parrains du C.N.R.S.

Lors de mon séjour à Alger, le Service de l'Hydraulique fut un agréable relais grâce à l'hospitalité de Madame et G. CORNET et à l'accueil toujours sympathique de ses collègues.

A la S.N. REPAL (Société Nationale de Recherches et d'Exploitation du Pétrole en Algérie), j'eus la chance de rencontrer une active équipe de géologues, et bien des problèmes furent discutés avec R. DAME, F. DE CHEVILLY, M. KIECKEN, M. A. NICOD, A. DE SPENGLER, E. WINNOCK et leur chef de file J. BURGER. Grâce à l'extrême compréhension de ce dernier et des directeurs, MM. TENAILLE et COLOT, mes échantillons de marnes furent traités et étudiés par les spécialistes de la S.N. REPAL :

MM. J. MAGNE, C. TEMPERE et R. LACCASSAGNE. C'est surtout la science et la patience de J. MAGNE que je mis à l'épreuve en le harcelant d'interminables demandes de renseignements ; il examina, avec l'autorité et le dévouement qu'on lui connaît, près d'un millier d'échantillons et me permit ainsi d'étayer solidement mes interprétations tectoniques. C'est pourquoi conscient de ce que ce travail lui doit, je lui adresse des remerciements tout spéciaux.

Sur le terrain, j'eus l'avantage de rencontrer plusieurs collègues ; en 1951, J. GUILLEMOT mit au service du débutant que j'étais, l'expérience qu'il avait acquise dans le Titteri ; en 1952, M. A. NICOD, de la S.N. REPAL, me fit profiter des importantes modifications cartographiques que sa campagne de reconnaissance au 1/200.000 lui avait permis d'apporter au 1/500.000 existant.

En 1953, j'eus le plaisir de faire de nombreuses courses en compagnie de mon ami A. CAIRE, tant sur sa région d'étude que sur la mienne. Cette confrontation me fut extrêmement utile ; grâce à elle, j'acquis la conviction que les hypothèses nappistes, si brillamment défendues par mon collègue dans la région sub-bibanique, devaient s'appliquer à l'Ouarsenis malgré les énormes déplacements qu'elles impliquaient. Ce fut le point de départ d'une fructueuse entente qui permit, au cours de longues discussions, de préciser bien des idées.

La même année, J. POLVECHE s'adjoignit à l'équipe « bisontine » et en entreprenant l'étude de l'Ouarsenis occidental, devint mon très sympathique voisin ; les nombreuses tournées que nous fîmes ensemble, restent pour moi le symbole d'une parfaite collaboration.

D'agréables journées furent enfin passées sur le terrain au milieu d'une réconfortante ambiance « nappiste » en compagnie des géologues de la S.N. REPAL dont R. LACCASSAGNE, J. MAGNE, R. DAME, M. A. NICOD, A. DE SPENGLER et surtout M. KIECKEN.

J'eus en outre l'occasion d'effectuer une très utile tournée en compagnie de G. CHEYLAN qui avait entrepris l'étude de l'Ouarsenis nord-occidental (feuilles d'Orléansville et d'El Meddad).

En 1955, au cours de ma dernière campagne, j'ai pu soumettre le résultat de mes recherches à MM. M. DURAND DELGA, J. GLACON et A. LAMBERT. L'approbation de mes éminents collègues fut pour moi la meilleure des récompenses.

*
* * :

Mon travail sur le terrain fut souvent grandement facilité par l'appui des administrateurs et des Caïds ; le Service des Eaux et

Forêts, en la personne de MM. les Ingénieurs DURST et SUSINI, me permit d'utiliser de nombreuses maisons forestières où un cordial accueil me fut toujours réservé. La Société de la Vieille Montagne me permit de passer dans le village minier de Bou Caïd un séjour dont l'agrément est dû à l'amabilité de MM. BRUN et SIMMONS que je remercie vivement.

Comment ne pas évoquer, pour terminer, cette hospitalité qui me fut si souvent offerte par de pauvres montagnards heureux de pouvoir accueillir quelques instants le « chercheur de minerais » que j'étais devenu pour eux.

*
* *

En France, j'ai fait appel pour étudier le matériel paléontologique récolté, à l'autorité et à la compétence de nombreux spécialistes. M^{me} E. BASSE DE MENORVAL a étudié les nombreuses Ammonites du Crétacé ; H. TINTANT celles du Jurassique et M. DURAND DELGA quelques Ammonites droites. Les Brachiopodes jurassiques furent confiés au chanoine G. DUBAR ; les Échinides à M. J. DEVRIES. M^{lle} D. MONGIN s'occupa des nombreux Mollusques tertiaires ; au C.E.D.P. (Centre d'Étude et de Documentation Paléontologique), M. J. ROGER, M^{me} S. PIMIENTA, M^{lle} J. DROT déterminèrent un important lot de fossiles essentiellement crétacés. M. G. WATERLOT et surtout M^{lle} D. LE MAITRE étudièrent les fossiles dévoniens. M. J. ALLOITEAU examina les Polypiers crétacés, J. CHEVALIER ceux du Tertiaire ; M^{me} NEUMAN détermina les Orthophragmines et les Orbitoïdes ; M. M. LYS les Orbitolines ; M. M. LANTEAUME les Nummulites ; M. VAN DE VLERK les Lépidocyclines ; M. C. W. DROOGER les Miogypsines. Plusieurs diagnostics micropaléontologiques sont dus à M. REICHEL ; M. le Professeur J. CUVILLIER enfin examina maintes lames minces. J'ai eu aussi l'occasion de consulter à divers titres, M^{me} P. LEMOINE, M. J. SIGAL, M. BUGÉ, M. l'abbé MOUTERDE, M. M. DURAND DELGA enfin, qui dans la capitale me rendit maints services et avec lequel tant de problèmes géologiques furent si agréablement débattus.

Que tous veuillent bien accepter pour leur aide déterminante mes plus vifs remerciements.

Je voudrais évoquer pour terminer le parfait esprit d'équipe qui, avec en particulier M^{lle} S. FRANÇOIS, MM. A. CAIRE, P. CHAUVE et M. GRAVELLE, régnait au Laboratoire de Géologie de Besançon où je pus toujours travailler dans une excellente ambiance. A

la suite de M. le Doyen L. GLANGEAUD, M. le Professeur M. DREYFUSS offrit au chercheur du C.N.R.S. que j'étais d'excellentes conditions de travail et mit à ma disposition tous les moyens matériels nécessaires à l'élaboration de ce travail. M^{me} MALNOURY enfin se chargea, avec dévouement, de la frappe de mon manuscrit.

Qu'il me soit permis d'exprimer encore ma respectueuse reconnaissance aux Maîtres qui ont accepté de former, avec M. L. GLANGEAUD, mon jury de Thèse.

M. le Professeur BARRABE m'a cordialement fait profiter de sa vaste expérience et en particulier de celle concernant le Trias.

M. le Professeur P. PRUVOST, Membre de l'Institut, n'a cessé de s'intéresser à mes travaux ; ses encouragements, prodigués dès le début de mes recherches et sans cesse renouvelés, ont été pour moi le plus stimulant des soutiens.

M. le Professeur P. FALLOT, Membre de l'Institut, a bien voulu mettre à mon service sa compétence de grand tectonicien et sa parfaite connaissance de la Méditerranée occidentale.

BIBLIOGRAPHIE

- ARKELL W. J. (1956). — Jurrassic Geology of the World. *Oliver and Boyd Ltd.*, London.
- ARKELL W. J. et BUSSON G. (1955). — Le Jurassique du massif de Bou Rheddou (Nord de Tiaret, Algérie). *C.R.Ac.Sc.*, t. 241, p. 422-424.
- AYMÉ J. M., GLANGEAUD, L. et MAGNE J. (1954). — Sur la stratigraphie de la feuille de Tablat. *C.R.Ac.Sc.*, t. 238, p. 498.
- BARBIER A., TERMIER H., TERMIER G. (1948). — Sur la présence du Gothlandien et du Dévonien en Grande Kabylie. *C.R.Ac.Sc.*, t. 227, p. 1386-88.
- BARRABE L. (1922). — Sur la présence de nappes de charriages dans les Corbières orientales. *C.R.Ac.Sc.*, t. 175, pp. 1081-1083.
- BARRABE L. (1923). — Tectonique des Corbières. Feuille de Toulouse au 320.000^e. *Bull. Serv. Carte Géol. Fr.*, t. XXVIII, n° 155, pp. 23-32.
- BECKER J. et DUBOIS G. (1953). — Essai de précision d'âge stratigraphique de quelques masses triasiques diapirisées du Nord Algérien et considérations sur la genèse de leurs quartz bipyramidés. *C.R.S. Soc. Géol. Fr.*, n° 12, pp. 225-26.
- BEMMELEN R. W. Van (1950). — La tectonique par gravité en Indonésie. *Géol. Mijnbouw, Nederl.*, 12, n° 12, pp. 351-61.
- BEMMELEN R. W. Van (1955). — Tectogénèse par gravité. *Bull. Soc. Belge Géol.*, t. LXIV, fasc. 1, pp. 95-123.
- BERSIER A. (1948). — Les sédimentations rythmiques synorogéniques dans l'avant-fosse molassique. *XVIII^e Int. géol. Congr.*, part IV, London.
- BERSIER A. (1952). — Les sédimentations cyclothématiques des fosses paraliques de subsidence. *XIX^e Congr. géol. int. Alger*, C.R. sect. XIII, fasc. XIV, pp. 81-83.
- BERTRAND M. (1891). — Sur la coupe du sommet de l'Ouarsenis, *C.R.S. Soc. Géol. Fr.*, fasc. 10, pp. 3-4.
- BERTRANEU J. (1952). — Le massif du Bou-Taleb. *XIX^e Congr. Géol. int. Alger*, Monog. Rég., 1^{re} série, Algérie, n° 5.
- BERTRANEU J. et MAGNE J. (1952). — Le Miocène marin du revers septentrional du Bassin du Hodna (partie orientale) (département de Constantine, Algérie). *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (6), t. 2, pp. 275-281.
- BETIER G. et GLANGEAUD L. (1935). — Sur la stratigraphie et la tectonique du Massif du Zaccar (f. de Miliana). *C.R.S. Soc. géol. Fr.*, pp. 163-165.
- BETIER G., SAVORNIN J., DALLONI M., FLANDRIN J. et GLANGEAUD L. (1937). — Observations tectoniques sur la « zone du Flysch albo-aptien » dans la région littorale algéroise. *C.R.S. soc. géol. Fr.*, n° 6, pp. 244-246.
- BLANT G., COTTENCON A., MAGNE J. (1956). — Contribution à l'étude géologique de la région d'Ain Regada-Gounod (Constantinois, Algérie). *Publ. Serv. Carte géol. Algérie*, bull. n° 8, Trav. Coll. 1955, pp. 155-176, 3 fig. h.t.

- BOLFA J., HILLY J. et ROUBAULT M. (1952). — Massifs cristallins du Nord-Constantinois. *Publ. XIX^e Congr. intern. Alger Monog. rég.*, 1^{re} sér. n° 23.
- BOLZE J. (1954). — Position stratigraphique des formations salifères de la zone des diapirs en Tunisie septentrionale. *C.R.Ac.Sc.*, t. 238, pp. 2103-2104.
- BOLZE J. (1955). — Présence du Wealdien dans la série salifère de la zone des diapirs (Tunisie septentrionale). *C.R.Ac.Sc.*, t. 240, pp. 1243-45.
- BONTE A. (1953). — Sur la genèse des quartz bipyramidés. *C.R.S. Soc. Géol. Fr.*, n° 13-14, pp. 253-254.
- BOURCART J. (1938). — La marge continentale. Essai sur les régressions et transgressions marines. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (5), t. VIII, pp. 393-474.
- BOURCART J. (1950). — La théorie de la flexure continentale. *XVI^e Cong. intern. Géogr.*, Lisbonne, C.R. pp. 167-190.
- BOURCART J. et RICOUR J. (1952). — Essai sur les conditions de sédimentation des niveaux salifères du Trias. *XIX^e Cong. géol. int. Alger*, C.R., sect. XIII, fasc. XIII, pp. 35-46.
- BOURCART J. et GLANGEAUD L. (1954). — Morphotectonique de la marge continentale africaine. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (6), t. IV, pp. 751-772.
- BRIVES A. (1894). — Les terrains miocènes de la région de Carnot (Algérie). *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 3), XXII, pp. 17-29.
- BRIVES A. (1897) (a). — Les terrains miocènes du bassin du Chélif et du Dahra. *Matér. Carte géol. Alg.* 2^e sér., Strat., Descript. rég. n° 2.
- BRIVES A. (1897) (b). — Fossiles miocènes. *Matér. Carte Géol. Alg.*, 1^{re} sér., Paléont., Monog. n° 3.
- BRIVES A. (1897) (c). — Les terrains tertiaires du bassin du Chélif et du Dahra. *Thèse Sc.*, Alger 1897, 136 p., 5 pl.
- BRIVES A. (1902). — Feuille géologique au 1/50.000^e de Carnot. *Publ. Serv. Carte géol. Algérie*, Alger.
- BRIVES A. (1906). — Feuille géologique au 1/50.000^e de Oued Fodda. *Publ. Serv. Carte géol. Algérie*, Alger.
- BRIVES A. (1925) (a). — Feuille géologique au 1/50.000^e d'Orléansville. *Publ. Serv. Carte géol. Alg.*, Alger.
- BRIVES A. (1925) (b). — Le dôme jurassique du Coudiat Larouaht (Algérie). *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (4), t. 25, pp. 555-559.
- BRIVES A. (1925) (c). — Sur l'âge des couches rouges du Tsighaout (Sud d'Orléansville). *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (4), t. 25, pp. 561-64.
- BREISTOFFER M. (1947). — Sur les zones d'Ammonites dans l'Albien de France et d'Angleterre. *Trav. Lab. Géol. Grenoble*, t. XXVI, pp. 17-104.
- BRUCE C. HEEZEN, D. B. ERICSON and M. EWING (1954). — Further evidence for a turbidity current following the 1929 Grand Banks Earthquake. *Deep-Sea Research*, vol. I, pp. 193-202.
- BURGER J.-J. (1954). — L'activité du département géologique de la Société Nationale de Recherche et d'Exploitation des Pétroles en Algérie de 1946 à 1954. *Publ. Serv. Carte Géol. Alg.*, nouv. sér.
- BUSNARDO R. (1954). — Structure de la bordure sud-ouest du Djebel Ouach (département de Constantine). *C.R.Ac.Sc.*, t. 228, p. 828.
- BUSSON G. et MAGNE J. (1955). — Existence de plusieurs termes de la série éocène dans le Tell septentrional entre Cherchell et Flatters (Algérie). *C.R.Ac.Sc.*, t. 240, pp. 1235-40.

- BUSSON G., FLANDRIN J., LAFFITTE R. (1955). — Observations stratigraphiques récentes concernant la paléogéographie de l'Algérie pendant les temps éocènes. *C.R.Ac.Sc.*, t. 240, pp. 1445-47.
- BUSSON G. et MAGNE J. (1955). — Extension du Miocène supérieur du N du bassin du Chélif (Algérie occidentale). *C.R.S. Soc. Géol. Fr.*, pp. 143-145.
- BUSSON G., MAGNE J., SIGAL J. (1956). — Quelques niveaux repères micro-paléontologiques dans le Crétacé du massif des Beni-Menacer (Tell septentrional algérien). *Bull. Soc. Hist. Nat. Afrique du Nord*, t. 47, janv.-fév. 1956, pp. 26-30.
- CAIRE A. (1951). — Structure et évolution de la zone subbibanque dans la région de Mansourah-les-Biban (département de Constantine). *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (6), t. I, pp. 721-731.
- CAIRE A. (1953). — Interprétation tectonique de la chaîne des Biban (Département de Constantine, Algérie), *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (6), t. III, pp. 407-414.
- CAIRE A. (1954) (a). — L'Atlas Tellien méridional entre la chaîne du Djurdjura et la partie occidentale des Monts du Hodna (Algérie). *Annales Scient. Univ. Besançon*, II, Géol., fasc. 1.
- CAIRE A. (1954) (b). — Sur l'origine et la date de mise en place des nappes supérieures dans le Tell algérien au Sud du Djurdjura, *C.R.Ac.Sc.*, t. 238, pp. 597-599.
- CAIRE A. (1954) (c). — Sur le passage du Lutétien inférieur au Lutétien supérieur dans une partie du Tell algérien méridional. *C.R.Ac.Sc.*, t. 238, pp. 2325-27.
- CAIRE A. (1955). — La région de Sebkha au Sud-Est de Bouira (Algérie). *Bull. Serv. Carte Géol. Alg.*, nouv. sér., n° 5, Trav. Collab., pp. 355-378.
- CAIRE A. (1956) (a). — A propos des unités de recouvrement B et C du Tell algérien méridional. *C.R.S. Soc. Géol. Fr.*, n° 2, pp. 10-11.
- CAIRE A. (1956) (b). — Au sujet de récentes hypothèses sur la structure du Tell algérien. *C.R.S. Soc. Géol. Fr.*, n° 15, p. 286.
- CAIRE A. (1957). — Données et hypothèses relatives aux nappes du Tell algérien. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (6), p. 893-900.
- CAIRE A., CHAUVÉ P., GLANGEAUD L., MATTAUER M. (1955). — Sur la structure d'une partie de l'Atlas Tellien septentrional. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (6), t. V, pp. 267-77.
- CAIRE A., GLANGEAUD L. et MATTAUER M. (1950). — L'évolution structurale de la région de Miliana et le style amygdalaire des chaînes liminaires. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (5), t. XX, pp. 479-501.
- CAIRE A., GLANGEAUD L. et MATTAUER M. (1952). — Feuille géologique au 1/50.000^e de Miliana (2^e éd.). *Publ. Serv. Carte géol. Algérie*, Alger.
- CAIRE A., GLANGEAUD L., MATTAUER M. et POLVÈCHE J. (1953). — Essai de coordination de l'autochtone et de l'allochtone dans l'Atlas Tellien de l'Algérie centrale. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (6), t. III, pp. 941-972.
- CAIRE A. et MAGNE J. (1956). — Les conglomérats sénoniens de l'unité C dans la région des Biban (Algérie). *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (6), t. VI, p. 931-936.
- CAIRE A. et MATTAUER M. (1953) (a). — Note préliminaire sur la nappe de glissement medjanienne du Tell algérien méridional. *C.R.Ac.Sc.*, t. 237, pp. 653-657.
- CAIRE A. et MATTAUER M. (1953) (b). — Le Miocène du sillon Chélif-Soummam et la mise en place des nappes sud-telliennes (Algérie). *C.R.Ac.Sc.*, t. 237, pp. 1735-36.

- CAIRE A. et MATTAUER M. (1955). — Constitution de la nappe C du Tell algérien. *Bull. Soc. Hist. nat. Doubs*, n° 59.
- CALEMBERT L. (1952) (a). — Sur les conditions de gisement de certains gîtes métallifères nord-africains et leurs causes. *XIX^e Congr. géol. int. Alger*, sect. XII, fasc. XII, pp. 129-142.
- CALEMBERT L. (1952) (b). — Massif culminant de l'Ouarsenis. *Publ. XIX^e Congr. géol. int. Alger 1952*, Monog. rég., Algérie, n° 2.
- CALEMBERT L. (1955). — L'autochtone sud-tellien. A propos d'hypothèses récentes. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (6), V, pp. 381-390.
- CAROZZI A. (1953). — Pétrographie des roches sédimentaires. Lausanne, F. Rouge et C^{ie}, S.A.
- CASTANY G. (1951). — Étude géologique de l'Atlas tunisien oriental. *Thèse Sc., Paris*, et *Ann. Mines et Géol.*, Tunis n° 8.
- CASTANY G. (1954). — Les grands traits structuraux de la Tunisie. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (6), t. IV, pp. 151-173.
- CHEYLAN G. et MAGNE J. (1954). — Observations nouvelles sur le Jurassique et le Crétacé de la région de Lalla Aouda (feuille Orléansville, Algérie). *Bull. Soc. Hist. nat. Afr. Nord*, t. 45, pp. 170-178.
- CHEYLAN G., MAGNE J. et MATTAUER M. (1955). — Observations nouvelles sur le « flysch » au pied du Grand Pic de l'Ouarsenis (Algérie). *C.R.Ac.Sc.*, t. 241, pp. 1961-63.
- CHOUBERT G. et MARCAIS J. (1952). — Géologie du Maroc. *Serv. Géol. Maroc*, Notes et Mémoires, n° 100, fasc. 1, 1^{re} partie.
- COLOM G. (1955). — Jurassic — Crétaceous pelagic sediments of the Western Mediterranean zone and the Atlantic area. *Micro-paleontology*, vol. 1, n° 2, April 1955.
- COLOM G., CASTANY G., DURAND DELGA M. (1953). — Microfaunes pélagiques (Calpionelles, Fissurines) dans la NE de la Berbérie. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, pp. 517-534.
- CORNET A. (1949). — Les niveaux lacustres du Tertiaire continental au S du Chott ech Chergui (Algérie). *C.R.S.soc. Géol. Fr.*, fasc. 4, pp. 78-80.
- CORNET A. (1952). — L'Atlas Saharien sud-oranais. *XIX^e Congr. Géol. intern. Alger*, Monog. rég., 1^{re} sér., Algérie, n° 12.
- CORNET G. (1952). — Étude géologique du bassin fermé des Zahrez Rharbi et Chergui. *XIX^e Congr. Géol. intern.*, La Géol. et le prob. de l'eau en Alg., t. II.
- COTTEAU G., PERON A. et GAUTHIER V. (1884). — Echinides fossiles de l'Algérie. 2^e fasc. ; étages Tithonique et Néocomien. *Masson éd., Paris*.
- COTTEAU G., PERON A., GAUTHIER V. (1885). — Echinides fossiles de l'Algérie. 9^e fasc. ; terrains éocènes. *Masson éd., Paris*.
- CUVILLIER J. (1951). — Corrélations stratigraphiques par microfaciès en Aquitaine occidentale. *Third World Petr. Congr.*, La Haye, Brill (Leyde) ed.
- DALLONI M. (1914). — Le Néocomien bathyal dans l'ouest de l'Algérie. *C.R.Ac.Sc.*, t. 158, p. 1383.
- DALLONI M. (1915). — Recherches sur la période néogène dans l'Algérie occidentale. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 4^e sér., t. 15, p. 428.
- DALLONI M. (1916) (a). — L'Oligocène en Algérie. I. Le Stampien du Bassin sud-tellien et du golfe de Dellys. *C.R.S. Soc. Géol. Fr.*, fasc. 8, pp. 60-61.
- DALLONI M. (1916) (b). — L'Oligocène en Algérie. II. L'Aquitaniien continental dans le Tell oranais. *C.R.S. Soc. Géol. Fr.*, fasc. 9, pp. 73-74.
- DALLONI M. (1916) (c). — Les terrains oligocènes de l'ouest de l'Algérie. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (4), t. 16, pp. 97-126.

- DALLONI M. (1917) (a). — Sur le faciès du Miocène inférieur au Sud du Tell et la faune du Cartennien d'Uzès-le-Duc (Algérie). *C.R.Ac.Sc.*, t. 165, p. 153.
- DALLONI M. (1917) (b). — Contribution à l'étude des terrains miocènes de l'Algérie. Le Cartennien des environs de Miliana. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (4), XVII, pp. 174-207.
- DALLONI M. (1919). — Sur les relations du Miocène et de son substratum (Trias et Crétacé) à la bordure nord de l'Atlas tellien, dans la région de Relizane (Algérie). *C.R.S. Soc. Géol. Fr.*, fasc. 15, pp. 139-141.
- DALLONI M. (1922). — La géologie du pétrole et la recherche des gisements pétrolifères en Algérie. Alger, J. Carbonel, 1922.
- DALLONI M. (1936). — Matériaux pour l'étude géologique du Massif de l'Ouarsenis. 1. Esquisse générale. *Bull. Serv. Carte Géol. Alg.*, 2^e sér., Strat., Descript. rég., n° 13.
- DALLONI M. (1952). — Sur les terrains tertiaires supérieurs de l'Algérie et la classification du Néogène méditerranéen. *XIX^e Cong. géol. int. Alger*, sect. XIII, fasc. XIII, pp. 9-24.
- DAME R. et MAGNE J. (1956) (a). — Sur la présence d'Éocène inférieur et moyen aux environs de Dellys et de Tizirt (zone littorale de la Grande Kabylie, Algérie). *Publ. Serv. Carte géol. Alg.*, n.s., bull. n° 8, Trav. Coll., pp. 135-141.
- DAME R. et MAGNE J. (1956) (b). — Sur la position stratigraphique du « Dellysien » et sur l'existence de Miocène supérieur dans la région du Bas Sebaou (Grande Kabylie, Algérie). *Publ. Serv. Carte Géol. Alg.*, n.s., bull. n° 8, trav. Coll., pp. 199-216.
- DARDENNE M. (1954). — Paléontologie et écologie du Miocène marocain (région du Zegotta). *Notes et Mém. Service géol. Maroc*, n° 121, t. IX, pp. 31-77.
- DAVID L. (1952). — Présence de la structure « beef » et « cone in cone » dans le Crétacé de l'Est Constantinois (Algérie). *C.R.S. Soc. Géol. Fr.*, pp. 51-52.
- DAVID L. (1953). — Aperçu sur l'histoire géologique et la tectonique de la bordure méridionale du Tell dans les Monts de la Haute Medjerda (Algérie). *C.R.Ac.Sc.*, t. 237, pp. 1338-40.
- DAVID L. et FLANDRIN J. (1954). — Sur la présence du Miocène à Miogyp-sines dans les Monts de la Haute Medjerda. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (6), t. IV, pp. 415-419.
- DAVID L. (1956). — Étude géologique des Monts de la Haute Medjerda. *Publ. Serv. Carte géol. Alg.*, n.s., bull. n° 11.
- DEFRETIN (Mme S.), DURAND DELGA M. et LAMBERT A. (1953). — Faunules du Trias supérieur dans le Nord Constantinois (Algérie). *Bull. Soc. Hist. nat. Afr. Nord*, t. 44, n° 5-6, mai-juin 1953.
- DELEAU P. (1938). — Étude géologique des régions de Jemmapes, d'Ham-mam Meskoutine et du Col des Oliviers. *Thèse Sc. Paris* et *Bull. serv. Carte géol. Alg.*, 2^e sér., Strat., n° 14.
- DELEAU P. (1948). — Le Djebel Nador. Étude stratigraphique et paléon-tologique. *Bull. Serv. Carte Géol. Alg.*, 2^e sér., Strat., n° 17.
- DENAEYER M. E. (1952). — Sur l'existence de « filons » de calcite à struc-ture « beef » et « cone in cone » Conclusions au point de vue génétique. *XIX^e Cong. géol. int. Alger*, sect. XIII, fasc. XV, pp. 387-395.
- DEPERET Ch. (1892). — Sur les formations néogènes de l'Algérie et du Sud-Ouest de la France. *C.R.S. Soc. Géol. Fr.*, (3), XX, XII-XV.

- DEPERET Ch. (1897). — Découverte du Mastodon angustidens dans l'étage Cartennien de Kabylie. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (3), t. XXV, pp. 518-521.
- DEPERET Ch. et ROMAN F. (1902). — Monographie des Pectinidés néogènes de l'Europe et des régions voisines. *Mém. Soc. Géol. Fr.*, n° 26.
- DRESCH J. (1950) (a). — Sur le rôle des mouvements post-pliocènes dans la formation du réseau hydrographique de la région de Constantine. *C.R.Ac.Sc.*, t. 230, pp. 853-855.
- DRESCH J. (1950) (b). — Questions morphologiques des hautes plaines constantinoises. *Bull. Ass. Géog. Fr.*, n° 210-211.
- DREYFUSS M. (1953). — Quelques témoignages de la sédimentation en faveur de discontinuité dans les déformations. *C.R.Ac.Sc.*, t. 236, pp. 1910-1912.
- DROOGER C. W. (1954) (a). — Miogypsina in Northwestern Morocco. *Koninkl. Nederl. Akad. Wetenschappen*, Amsterdam ; série B, 57, n° 5, 1954.
- DROOGER C. W. (1954) (b). — The oligocène-Miocène Boundary on both sides of the Atlantic. *Géolog. Magazine*, vol. XCI, n° 6, 1954, pp. 514-18.
- DUBOURDIEU J. (1956). — Étude géologique de la région de l'Ouenza. *Publ. Serv. Carte Géol. Algérie*, bull. n° 10.
- DUPLAN L. (1952). — La région de Bougie. *XIX^e Congr. Géol. intern., Alger*, Mon. rég., 1^{re} sér., Algérie, n° 17.
- DUPLAN L. (1953). — Sur l'existence d'un flysch grésio-quartziteux du Sénonien dans les régions littorales de l'Algérie. *C.R.Ac.Sc.*, t. 236, p. 1371.
- DURAND DELGA M. (1952). — Observations complémentaires sur le « beef ». *C.R.S. Soc. Géol. Fr.*, pp. 112-114.
- DURAND DELGA M. (1955). — Étude géologique de l'Ouest de la chaîne numidique. *Bull. Serv. Carte Géol. Algérie*, 2^e série, Strat. descript. région ; n° 24.
- DURAND DELGA M. (1956) (a). — A propos du cadre paléogéographique et structural de l'Algérie tellienne. *C.R.S. Soc. Géol. Fr.*, n° 15, pp. 289-292.
- DURAND DELGA M. (1956) (b). — Regards sur la structure de l'Algérie septentrionale. *Geotekt. Symp. zu Ehren v. H. Stille*, Stuttgart.
- DURAND DELGA M. et FLANDRIN J. (1955). — Présence de Miogypsines à la base de l'Oligocène de Petite Kabylie (Algérie). *C.R.Ac.Sc.*, t. 240, pp. 1561-63.
- DURAND DELGA M., LAMBERT A., MAGNE J. (1955). — Le repère vraconien-cénomanien inférieur dans le flysch schisto-gréseux crétacé des Kabylies. *C.R.S. Soc. Géol. Fr.*, n° 11, pp. 221-224.
- DURAND DELGA M., LAMBERT A. (1955). — Existence d'un flysch schisto-gréseux tithonique et néocomien aux abords des massifs anciens kabyles (Algérie). *C.R.S. Soc. Géol. Fr.*, n° 9, pp. 201-204.
- EMBERGER J. (1954) (a). — Le Rhétien d'Ain Ograb près de Bou Saada. *Publ. Serv. Carte géol. Algérie, nouv. sér.*, bull. n° 5, 1954, pp. 393-399.
- EMBERGER J. (1954) (b). — Notes sur la stratigraphie et la paléontologie de l'Aptien de Bordj Oullem, région de Bou Saada (département d'Alger) Algérie. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (6), t. IV, fasc. 1-3, pp. 145-150.
- EMBERGER J. (1954) (c). — L'Albien supérieur des Monts des Oulad-Naïls au S du Hodna. (Atlas Saharien, Algérie). *C.R.S. Soc. Géol. Fr.*, n° 14, pp. 354-357.

- EMBERGER J., MAGNE J., REYRE D., SIGAL J. (1955). — Note préliminaire sur quelques Foraminifères nouveaux ou peu connus dans le Crétacé supérieur de faciès sub-récifal d'Algérie. *C.R.S. Soc. Géol. Fr.*, n° 5-6, p. 110.
- FALLOT P. (1932). — Essai de définition des traits permanents de la paléogéographie secondaire dans la Méditerranée occidentale. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (5), t. II, pp. 533-552.
- FALLOT P. (1937). — Essai sur la géologie du Rif septentrional. *Serv. Mines Maroc, Notes et Mém.*, n° 40.
- FALLOT P. (1942). — Observations sur le « Trias d'Algérie. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (5), t. XII, pp. 57-71.
- FALLOT P. (1944). — Sur le rôle des ablations basales dans la nappe sub-bétique. *C.R.Ac.Sc.*, t. 218, pp. 240-241.
- FALLOT P. 1949). — Les chevauchements intercutanés de Roya (A.M.). *Ann. Hébert et Haug*, t. VII, Livre Jub., Ch. Jacob, pp. 161-169.
- FALLOT P. (1952). — Sur la partie occidentale de la zone marno-schisteuse du Rif. espagnol. *Atti del VII Conv. Nat. Met. del Petrolio*, Toarmina, Sez, 1, 11 p.
- FALLOT P. (1953). — Du rôle des décollements en tectonique. *Scientia*, 6^e sér., juin.
- FALLOT P. (1954). — Les dilemmes tectoniques des Alpes orientales. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, t. 78, pp. 147-170.
- FALLOT P., LIZAUZ J. DE, MARCAIS J., SUTER G. (1952). — Maroc septentrional (chaîne du Rif). *Livret guide des excurs. A 31 et C 31, XIX^e Cong. géol. int. Alger 1952*, série Maroc, n° 7.
- FALLOT P. et MARIN A. (1952). — Maroc septentrional (Chaîne du Rif). *Livret guide excursions A 31 et C 31, XIX^e Cong. géol. int.*, Alger 1952, série Maroc, n° 9.
- FICHEUR E. (1889). — Géologie de l'Ouarsenis : sur la présence de *Terebratula diphyia* dans l'Oxfordien supérieur. *A.F.A.S.*, Paris, 409, 1889.
- FICHEUR E. (1891). — Sur la situation des couches à *Terebratula diphyia* dans l'Oxfordien supérieur de l'Ouarsenis (Algérie). *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (3), t. 19, pp. 556-64.
- FICHEUR E. (1900). — Le Crétacé inférieur dans le massif des Matmatas (Alger). *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (3), t. 28, pp. 590-596.
- FICHEUR E. (1917). — Le Cartennien de Ben Mahis, région de Berrouaghia. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, XVII, pp. 136-173.
- FLAMAND G. B. M. (1911). — Recherches géologiques et géographiques sur les Hauts Plateaux de l'Oranie et sur le Sahara. *Thèse, Lyon*, A. Rey Imprimeur, 1001 p., 16 pl.
- FLANDRIN J. (1938). — Contribution à l'étude paléontologique du Nummulitique algérien. *Mat. Serv. Carte Géol. Alg.*, 1^{re} série, n° 8, Texte et Atlas.
- FLANDRIN J. (1948). — Contribution à l'étude stratigraphique du Nummulitique algérien. *Bull. Serv. Carte Géol. Algérie*, 2^e sér., n° 19, et Thèse Paris.
- FLANDRIN J. (1952). — La chaîne du Djurdjura. *Publ. XIX^e Cong. géol. Int., Alger 1952*, Mon. rég., Algérie, n° 19.
- FLANDRIN J. (1955) (a). — Les grands traits stratigraphiques et structuraux de l'Algérie. *Bull. Soc. Géol. Belg. Géol.*, t. LXIV, fasc. 2, pp. 304-327.
- FLANDRIN J. (1955) (b). — Remarques sur quelques hypothèses récentes de tectonique algérienne. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (6), V, pp. 391-397.
- FLANDRIN J. et LAMBERT A. (1942). — Sur le Trias du massif du Chenoua. *C.R.Ac.Sc.*, t. 234, pp. 626-27.

- FREUDENBERG W. (1934). — Die Gürich-Berckheimer'schen Wülste. *Z. deutsch. Géol. Ges.*, 86, S. 59, Berlin.
- GAUTHIER M. (1936). — Sur la tectonique de la région de Nemours. *C.R.Ac.Sc.*, t. 202, pp. 2092-2094.
- GENTIL L. (1902). — Esquisse stratigraphique et pétrographique du bassin de la Tafna. *Bull. Serv. Carte Géol. Alg.*, 2^e sér., n° 4, et *Thèse Sc. Paris*.
- GENTIL L. (1904). — Feuille géologique au 1/50.000^e de Miliana. *Publ. Serv. Carte géol. Algérie*.
- GENTIL L. (1908). — Sur la tectonique du littoral de la frontière algéromarocaine. *C.R.Ac.Sc.*, t. 146, p. 712-715.
- GENTIL L. et JOLEAUD L. (1918). — Les nappes de charriage de l'Afrique du Nord. *R. Gen. Sc.*, XXX, n° 19, 535.
- GEOFFROY P. (1933). — Contribution à l'étude géologique des massifs dits primaires du Moyen Chélif et particulièrement du massif du Doui. *Bull. Serv. Carte géol. Alg.*, Alger, Trav. récents coll., fasc. 2, pp. 61-80.
- GLACON G. et J. (1953). — Études de quelques Nérinées et Milioles du Crétacé inférieur des Monts du Hodna. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 6^e sér., t. 3, fasc. 1-3.
- GLACON G. et J. (1954). — Sur la présence d'Éocène moyen et supérieur dans la région de Lafayette et d'Aïn Roua, arc N de Sétif (Algérie). *C.R.Ac.Sc.*, t. 238, n° 9, pp. 1053-1055.
- GLACON G. et J. (1955) (a). — Découverte de lambeaux de Sénonien marno-gréseux dans la région de Lafayette (Ouest Constantinois, Algérie). *C.R.Ac.Sc.*, t. 241, pp. 1480-82.
- GLACON G. et J. (1955) (b). — Le rôle des recouvrements anormaux dans la région de Sétif (Algérie). *C.R. Ac.Sc.*, t. 241, pp. 1599-601.
- GIGNOUX M. (1930). — La tectonique des terrains salifères, son rôle dans les Alpes françaises. *Livre Jub. Soc. géol. Fr.*, t. II, pp. 329-360.
- GLANGEAUD L. (1925). — Sur l'existence de l'Aptien dans la région littorale de la province d'Alger et sur sa signification tectonique. *C.R.Ac.Sc.*, t. 181, p. 249.
- GLANGEAUD L. (1926). — Observations sur la stratigraphie et la tectonique de l'Atlas Tellien littoral de l'Algérie occidentale. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, t. XXVI, (4), p. 47-60, 3 fig.
- GLANGEAUD L. (1927). — Les plissements post-astiens dans le Nord de la Province d'Alger. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (4), t. XXVII, pp. 239-246.
- GLANGEAUD L. (1932) (a). — Étude géologique de la région littorale de la Province l'Alger. *Thèse Sc. Paris et Bull. Serv. Carte géol. Alg.*, 2^e sér., Strat., n° 8.
- GLANGEAUD L. (1932) (b). — Unités paléogéographiques et structurales de l'Atlas méditerranéen (Algérie, Maroc, Tunisie). *Actes Soc. Linn. Bordeaux*, t. 85, pp. 173-220.
- GLANGEAUD L. (1937). — Sur la stratigraphie de la série du Doui (département d'Alger). *C.R.S. Soc. Géol. Fr.*, pp. 166-168.
- GLANGEAUD L. (1951). — Interprétation tectonophysique des caractères structuraux et paléogéographiques de la Méditerranée occidentale. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (6), t. I, pp. 735-762.
- GLANGEAUD L. (1952) (a). — Mode de formation des gisements de fer épitélérthermaux. Applications au Nord de la Province d'Alger. *XIX^e Cong. géol. intern. Alger 1952*, Symposium sur les gisements de Fer, pp. 46-59.
- GLANGEAUD L. (1952) (b). — Les éruptions tertiaires nord-africaines, leurs relations avec la tectonique méditerranéenne. *C.R. XIX^e Ses-*

- sion, *Congrès géol. intern. Alger*, section XV, fasc. XVII, pp. 71-101, 5 fig.
- GLANGEAUD L. (1952) (c). — Tectonophysique comparée des chaînes telliennes et rifaines. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (6), t. II, pp. 619-639.
- GLANGEAUD L. (1953) (a). — Sur la structure des régions de Tablat et Laperrière (Algérie). *C.R.Ac.Sc.*, t. 237, pp. 1732-35.
- GLANGEAUD L. (1953) (b). — Tectonique comparée des nappes de glissement dans le Jura bressan et diverses régions méditerranéennes. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 6^e série, t. III, pp. 697-702.
- GLANGEAUD L. (1954). — Déformations plio-quaternaires de l'Afrique du Nord. *Geologische Rundschau*, janvier, 25 p., 6 fig.
- GLANGEAUD L. (1956) (a). — Sur les conséquences paléogéographiques de l'existence de nappes de glissement dans le Tell algérien. *C.R.S. Soc. Géol. Fr.*, n° 2, pp. 11-13.
- GLANGEAUD L. (1956) (b). — Corrélation chronologique des phénomènes géodynamiques dans les Alpes, l'Apennin et l'Atlas nord-africain. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 6^e série, p. 867-891, 5 fig.
- GLANGEAUD L., CAIRE A. et MATTAUER M. (1950). — L'évolution structurale de la région de Miliana (Algérie) et le style amygdalaire des chaînes liminaires. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 5^e série, t. XXV, p. 470.
- GLANGEAUD L. et LAGRULA J. (1952). — Corrélations entre données gravimétriques et structurales dans le Nord de la province d'Alger. *C.R.Ac.Sc.*, t. 235, pp. 193-196.
- GOGUEL J. (1950). — L'influence de l'échelle dans les phénomènes d'écoulement. *Géol. en Mijnbouw*, 12 Jg, n° 12, pp. 346-351.
- GOGUEL J. (1951). — Le passage de la nappe de Morcles aux plis subalpins. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (6), t. I, pp. 439-451.
- GOGUEL J. (1952). — Traité de tectonique. *Masson et Cie, éd., Paris*.
- GOTTIS M. (1952). — Paléogéographie et tectonique du Mésozoïque anté-aptien en Bas Languedoc, Causses et Provence occidentale. *Rev. Inst. Fr. Pétrole*, nov.
- GOTTIS Ch. (1953) (a). — Stratigraphie et tectonique du « flysch » Numidien en Tunisie septentrionale. *C.R.Ac.Sc.*, t. 236, pp. 1059-1061.
- GOTTIS Ch. (1953) (b). — Sur la discordance du « flysch » numidien en Tunisie septentrionale. *C.R.Ac.Sc.*, t. 236, pp. 2521-2513.
- GOTTIS Ch. (1953) (c). — Les filons clastiques « intraformationnels » du « flysch » numidien tunisien. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 6^e sér., t. 3, fasc. 9, pp. 775-85.
- GOTZINGER G. et BECKER H. (1934). — Neue Fahrtenstudien im Ostalpinen Flysch. *Senckenbergiana*, Bd. 16, n° 2-3, pp. 77-94.
- GOURINARD Y. (1952). — Le littoral oranais (mouvements verticaux et anomalies gravimétriques). *XIX^e Congr. géol. intern. Alger*, Monog. rég., 1^{re} Sér., Algérie, n° 22.
- GOURINARD Y. (1952). — Le barrage de l'oued Fodda. I. Étude géologique. *Publ. XIX^e Congr. géol. intern. Alger*. La géologie et les problèmes de l'eau en Algérie, t. I, pp. 155-174.
- GOURINARD Y. et LUCAS G. (1957). — Précisions sur l'âge des formations jurassiques du Koudiat Larouah (oued Fodda, Orléansville). *C.R.S. Soc. géol. Fr.*, n° 11-12, pp. 224-226.
- GUILLEMOT J. (1952). — La bordure sud-tellienne dans le Titteri. *XIX^e Congr. géol. intern.* Monog. Rég., 1^{re} sér., Algérie, n° 9.
- GURICH G. (1933). — Schrägschichtungsbögen und zapfenförmige Flieswülste im « Flagstone » von Pretoria und ähnliche Vorkommnisse im Quartzit von Kuibis S.W.A., dem Schliffsandstein von Maulbronn. *Z. Deutsch. géol. Ges.*, 85, s. 652-663, Taf. 56-57, Berlin.

- HANTZSHEL W. (1935). — Fossile Schrägschichtungs-Bögen, « Fließwülste » und Rieselformen aus dem Nama-Transvaal System (Südafrika) und ihre rezente Gegenstücke. *Senckenbergiana*, bd. 17, n° 1-6, s. 167-177.
- HEEZEN B. C. et EWING M. (1952). — Turbidity currents and submarine slump, on the 1929 Grand Banks earthquake. *Amer. Journ. Sc.* vol. 250, pp. 849-873.
- JOLEAUD L. (1908). — Sur l'existence d'une nappe de charriage dans le Nord-Est de l'Algérie. *C.R.Ac.Sc.*, t. 147, p. 480-482.
- JOLEAUD L. (1912). — Étude géologique de la chaîne Numidique et des Monts de Constantine. *Thèse Sc. Paris et Montpellier*.
- JOLEAUD L. (1922). — Esquisse tectonique de l'Atlas. *C.R. XIII^e Congr. géol. int. Bruxelles*, fasc. 2, pp. 873-886.
- JOLEAUD L. (1934). — Remarques sur la tectonique de l'Algérie extrême nord orientale. *C.R. Congr. Assoc. Fr. Av. Sc.*, Rabat, pp. 127-128.
- JOLY A. (1910). — Lambeau de poudingues permien près de Djelfa. *A.F.A.S.*, Toulouse, II, 64.
- JOLY F. (1949). — Pédiments et glaciaires d'érosion dans le Sud-Est du Maroc. *XVI^e Congr. intern. Géog.*, Lisbonne, t. II, sect. II et III, pp. 110-125.
- KIEKEN M. (1956). — Les nappes sud-telliennes entre Letourneux et Bordj-bou-Arréridj. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (6), t. VI, pp. 659-667.
- KIEKEN M., MAGNE J. et POLVECHE J. (1956). — Le complexe marno-gréseux au N de Tiaret (Algérie). *C.R.Ac.Sc.*, t. 242, pp. 1909-1912.
- KIESLINGER AL. (1937). — Eine boden physikalische Betrachtung der Gefliess-Marken. (Fließwülste). *Senckenbergiana*, vol. 19, pp. 127-137.
- KUENEN Ph. H. (1948) (a). — Turbidity currents of high density. *XVIII^e Int. Géol. Congr.*, London, sect. G. pp. 44-52.
- KUENEN Ph. H. (1948) (b). — Slumping in the Carboniferous Rocks of Pembrokeshire. *Quat. Jour. Géol. Soc. London*, vol. CIV, pp. 365-385.
- KUENEN Ph. H. and MIGLIORINI C. I. (1950). — Turbidity currents as a cause of Graded Bedding. *The Journal of Geology*, vol. 58, n° 2, pp. 91-127.
- KUENEN Ph. H. (1951). — Properties of turbidity currents of high density. *Soc. of Economic Paleont. and Mineral.*, spec. publ., n° 2, pp. 14-33.
- KUENEN Ph. H. and MENARD H. W. (1952). — Turbidity currents graded and non-graded deposits. *Journal of Sedim. Petrology*, vol. 22, n° 2, pp. 83-96.
- LAFFITTE R. (1939). — Les plissements post-nummulitiques dans l'Atlas saharien. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (5), t. IX, pp. 135-159.
- LAFFITTE R. (1948) (a). — Sédimentation et orogénèse. *Ann. Hébert et Haug*, Livre Jub. Ch. Jacob, t. VII, pp. 239-260.
- LAFFITTE R. (1948) (b). — Considérations climatiques au sujet du Pliocène supérieur (Villafranchien) d'Algérie. *C.R.S. Soc. Géol. Fr.*, n° 12, pp. 235-237.
- LAFFITTE R. et MAGNE J. (1955). — Présence dans le Dahra (Algérie occidentale) d'une série de passage du Crétacé à l'Éocène. *C.R.Ac.Sc.*, t. 240, pp. 1352-45.
- LAMARE P. (1946). — Les formations détritiques crétacées du massif de Mendibelza. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (5), t. XVI, pp. 265-312.
- LAMBERT A. (1955). — Nouvelles données sur le Trias du Djurdjura (Algérie). *C.R.S. Soc. Géol. Fr.*, n° 7-8, pp. 121-125.

- LINDGREEN W. (1933). — Mineral deposits. Mc Graw Hill, New-York, 4^e éd.
- LEVY R. G. et TILLOY R. (1952). — Livret guide des excursions A31 et C31 Maroc septentrional (chaîne du Rif) partie B. *Congr. géol. intern. XIX^e Session Alger*, série : Maroc, n° 8.
- LIPPERT H. J. (1937). — Gleitfaltung in subaquatischen und sub-aerischem Gestein. *Senckenbergiana*, 19, pp. 355-374.
- LOMBARD A. (1956). — Géologie sédimentaire. Les séries marines. *Masson et Cie éd.*, Paris, A. Vaillant-Carmanne, Liège.
- LUCAS G. (1941). — Descriptions géologique et pétrographique des Monts de Ghar Rouban et du Sidi el Abed. *Bull. Serv. Carte Géol. Algérie*, n° 16.
- LUCAS G. (1952). — Bordure nord des hautes plaines dans l'Algérie occidentale. Primaire. Jurassique. Analyse structurale. *Publ. XIX^e Congr. géol. intern. Alger*, Monog. rég., 1^{re} série, n° 21.
- LUCAS G. (1955). — Le chaînon jurassique de Berchich (Irghil Ali). Retouches au schéma paléogéographique et structural de l'Algérie tellienne. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (6), t. V, pp. 631-644.
- LUCAS G. (1957). — Comparaison des séries jurassiques du Kef Larouah (oued Fodda) et de Lalla Khedidja (Djurdjura meridional). Conséquences structurales. *C.R.S. Soc. géol. Fr.*, n° 11-12, pp. 226-228.
- LUGEON M. (1943). — Une nouvelle hypothèse tectonique : La diverticulation. Note préliminaire. *Bull. Soc. Vaud. Sc. Nat.*, 62, n° 60.
- MACAR M. (1948). — Pseudo-nodules et glissements sous-aquatiques dans l'Emsien inférieur de l'Oesling (Grand Duché du Luxembourg). *Ann. Soc. Géol. Belg.*, t. LXXIII, pp. 121-150).
- MAGNE J. (1955). — Microfaunes oligocènes dans la série « numidienne » de Petite Kabylie (Algérie). *Bull. Soc. Hist. Nat. Afrique Nord*, t. 46, n° 7-8, pp. 269-274.
- MAGNE J. et MATTAUER M. (1955) (a). — Présence de Bartonien dans l'Ouarsenis oriental. *C.R.Ac.Sc.*, t. 241, pp. 973-975.
- MAGNE J. et MATTAUER M. (1955) (b). — Découverte d'une unité « Miocène inférieur » dans l'allochtone tellien. *Publ. Serv. Carte géol. Algérie*, Bull. n° 5, 1954, pp. 235-247, 2 fig.
- MAGNE J., POLVECHE J. et SIGAL J. (1955). — Sur la présence de Miocène sous le Néocomien des Chaoula (Tell oranais, Algérie). *C.R.Ac.Sc.*, t. 240, pp. 2251-53.
- MAGNE J. et SIGAL J. (1955). — Études micropaléontologiques de la limite Crétacé-Tertiaire dans les mers mésogéennes, Algérie. *IV^e Congr. mondial Pétrole*, Rome, sect. ID, Rep. 6, pp. 529-532.
- MAGNE J. et SIGAL J. (1953). — Sur la position stratigraphique d'un niveau-repère à Radiolaires (Albien élevé et Vraconien) en Algérie. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (6), t. III, pp. 345-354.
- MAGNE J. et TEMPERE C. (1952). — Micropaléontologie de deux bassins néogènes algériens : le Chélif et le Hodna. Applications aux recherches de pétrole. *XIX^e Congr. géol. int. Alger*, sect. XIV, fasc. XVI, pp. 147-176.
- MARCAIS J. (1937). — Sur la constitution et le comportement du socle anté-triasique dans le Rif oriental. *C.R.Sc. mensuelles Soc. Sc. Nat. Maroc*, n° 12, pp. 13-15.
- MATTAUER M. (1951). — Sur la présence de structures obliques dans l'Atlas Tellien de la province d'Alger. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (6), I, pp. 693-700.

- MATTAUER M. (1953) (a). — Observations sur la tectonique des massifs « medjaniens » de l'Ouarsenis sud-oriental (Algérie). *C.R.Ac.Sc.* t. 237, pp. 623-625.
- MATTAUER M. (1953) (b). — Sur les nappes de glissement de l'Ouarsenis oriental. *C.R.Ac.Sc.*, t. 237, pp. 741-743.
- MATTAUER M. (1953) (c). — Structure de la bordure sud-tellienne de l'Ouarsenis oriental. *C.R.S. Soc. Géol. Fr.*, n° 14, pp. 291-293.
- MATTAUER M. (1954). — Les nappes à matériel crétacé inférieur et moyen de l'Ouarsenis nord-oriental (Algérie). *C.R.Ac.Sc.*, t. 239, pp. 439-441.
- MATTAUER M. (1955) (a). — A propos de la découverte de Miogypsines dans le « Numidien » de l'Ouarsenis oriental. *C.R.S. Soc. Géol. Fr.*, n° 2, pp. 9-10.
- MATTAUER M. (1955) (b). — Présence de Miogypsines dans l'Oligocène de faciès « oranais » et « kabyle » de la province d'Alger. *C.R.S. Soc. Géol. Fr.*, n° 13, p. 255.
- MATTAUER M. (1956) (a). — Sur l'origine de l'unité « numidienne » de l'Ouarsenis oriental (Algérie). *C.R.S. Soc. Géol. Fr.*, n° 2, pp. 9-10.
- MATTAUER M. (1956) (b). — Sur l'âge primaire des schistes de Littré. *Publ. Serv. Carte géol. Algérie*, (n. sér.), bull. n° 8, trav. coll. 1955, pp. 129-133.
- MATTAUER M. (1956) (c). — Présence de Dévonien dans le massif de l'Ouarsenis (département d'Alger). *C.R.Ac.Sc.*, t. 243, pp. 73-75.
- MATTAUER M. (1956) (d). — A propos de quelques récentes remarques de tectonique algérienne. *C.R.S. Soc. Géol. Fr.*, n° 9, pp. 129-130.
- MATTAUER M. (1956) (e). — A propos des recouvrements de l'Ouarsenis (département d'Alger). *C.R.S. Soc. Géol. Fr.*, pp. 187-190.
- MATTAUER M. (1956) (f). — Essai de coupe du Tell algérois. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (6), t. VI, pp. 189-199.
- MATTAUER M. (1957). — Les problèmes du Miocène inférieur dans le Tell algérois. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (6), pp. 901-908.
- MATTAUER M. (1958). — Carte géologique au 1/50.000 de Teniet el Haad. *Publ. Service Carte géol. Algérie*.
- MONGIN D. (1952). — Gastropodes et Lamellibranches du Burdigalien de Provence. *Mém. Museum Hist. nat. Paris*, série C, t. II, fasc. 2.
- MONGIN D. (1956). — Révision stratigraphique du Burdigalien de Basse-Provence. Gap. Imprimerie Louis-Jean et in *Bull. Labor. Géd. Marseille*.
- MURAOUR P. (1956). — Contribution à l'étude stratigraphique et sédimentologique de la Basse Kabylie. *Publ. Serv. Carte géol. Alg.*, n.s., bull. n° 7.
- NICAISE C. (1869). — Géologie de l'Ouarsenis. *Bull. Soc. Sc. natur. et climat.*, Alger, 1869.
- NICAISE C. (1870) (a). — Catalogue des animaux fossiles observés dans la province d'Alger. *Bull. Soc. Sc. natur. et climat.*, Alger, 1870, t. 7, p. 1.
- NICAISE C. (1870) (b). — Catalogue des animaux fossiles observés dans les terrains de transition secondaire, tertiaire et quaternaire de la province d'Alger, avec introduction géologique donnant un résumé sur les formations sédimentaires naturelles reconnues jusqu'à ce jour dans cette province, F. Paysant, édit., Alger, 1870, 136 p.
- ORTYNSKI I. et PUECH J. (1952). — Un nouveau gisement de pétrole en Algérie, l'oued Guétérini. *XIX^e Congr. géol. int.*, Alger, C.R. sect. XIV, fasc. XVI, pp. 179-202.

- OWODENKO B. (1946). — Mémoire explicatif de la carte géologique du bassin houiller de Djurada et de la région au nord d'Oujda (Maroc oriental français). *Mém. Soc. géol. belge*, Liège, t. 70, fasc. h.s., 168 p.
- PALLARY P. (1901). — Sur les Mollusques fossiles, terrestres, fluviatiles et saumâtres de l'Algérie. *Mém. Soc. Géol. Fr.*, mém. n° 2, t. IX, fasc. 1.
- POLVECHE J. (1955). — Sur le contact crétacé moyen-crétacé supérieur au Sud du massif de l'Ouarsenis occidental (Algérie). *C.R.Ac.Sc.*, t. 241, pp. 420-422.
- POLVECHE J. (1956) (a). — Quelques affleurements d'Éocène peu connus dans la bordure sud-tellienne oranaise. *C.R.S. Soc. géol. Fr.*, n° 12, pp. 205-207.
- POLVECHE J. (1956) (b). — La terminaison méridionale des nappes sud-telliennes dans la région de Tiaret (Algérie). *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (6), t. VI, pp. 643-652.
- POLVECHE J. (1957). — Le Crétacé inférieur dans l'Ouarsenis occidental. Tectonique. Paléogéographie. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (6), pp. 909-922.
- POMEL A. (1873). — Description et carte géologique au 1/200.000^e du massif de Miliana. *Bull. Soc. Sc. nat. et clim.*, Alger, t. 10.
- POMEL A. (1889). — Les Echinides du Kef Ighoud. *Mat. Carte Géol. Alg.*, 1 fasc., 3 pl., Alger, Fontanes.
- POMEL A., CURIE J. et FLAMAND B. G. M., (1890). — Explication de la carte géologique provisoire de l'Algérie au 1/800.000^e suivie d'une étude succinte sur les roches éruptives de cette région. *Publ. Serv. Carte géol. Algérie*, Alger, 1890, 314 p.
- POMEL A. et POUYANNE J. (1889). — Carte géologique provisoire de l'Algérie au 1/800.000^e (2^e édition), unifiée, revue et corrigée par le Service de la Carte géologique, Alger.
- PRUVOST P. (1930). — Sédimentation et subsidence. *Liv. Jub. Soc. géol. Fr.*, t. III, pp. 545-564.
- PRUVOST P. (1943). — Filons clastiques. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (5), t. 13, pp. 91-104.
- PRUVOST P. (1954). — Lésions internes et autocicatrisation dans une série sédimentaire en cours d'accumulation. *Ann. Hébert et Haug*, t. VIII, pp. 297-313.
- RANOUX J. (1952). — Étude géologique du Djebel Bechtout. *Bull. Serv. Carte géol. Alg., Alger*, trav. récents coll., fasc. III, pp. 175-188.
- REPELIN J. (1895) (a). — Considérations stratigraphiques sur les plissements de l'Ouarsenis. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (3), t. 23, pp. 160-166, 7 fig.
- REPELIN J. (1895) (b). — Étude géologique des environs d'Orléansville. *Thèse*, Barthelet édit., Marseille, 198 p., 39 fig., 1 pl. h.t.
- RICHTER R. (1935). — Marken und Spuren im Hundsrück-Schiefer. I. Gefliessmarken. *Senckenbergiana*, 17, 244-263. 12 Abb. 1935.
- ROCH E. (1950). — Histoire stratigraphique du Maroc. *Service géol. Maroc, notes et mémoires*, n° 80.
- ROGER J. (1939). — Le genre Chlamys dans les formations néogènes de l'Europe. *Mémoires Soc. géol. Fr.*, n.s., mém. n° 40.
- RUTTEN M. G. (1953). — Sur la genèse des dépôts à Ammonites pyriteuses. *C.R.S. Soc. géol. Fr.*, p. 305.
- SAVORNIN J. (1908). — Terrains miocènes d'une partie de la bordure sud de l'Atlas tellien. Observations sur leurs faunes de Pectinidés. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (4), VIII, 316.

- SAVORNIN J. (1920) (a). — Observations tectoniques sur le massif des Zaccars (département d'Alger). *C.R.S. Soc. géol. Fr.*, n° 8, pp. 79-80.
- SAVORNIN J. (1920) (b). — Étude géologique de la région du Hodna et du plateau sétifien. *Thèse Sc. Lyon et Bull. Carte géol. Alg.*, 2^e série, n° 7.
- SCHINDEWOLF O. H., SEILACHER A. (1955). — Beiträge zur Kenntnis, des Kambriums in der Salt Range (Pakistan). *Akad. der Wissenschaften und der Literatur-Abhandl. Math. — Naturwissensch. Klasse*, n° 10.
- SENN A. (1935). — Die Stratigraphische Verbreitung der Tertiären Orbitoiden mit spezieller Berücksichtigung ihres Vorkommens in Nord Venezuela und Nord Marokko. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 28, 1935.
- SHROCK R. (1948). — « Sequence in layered Rocks ». A study of Features and Structure useful for Determining Top and Bottom or order of Succession in Bedded and Tabular Rock Bodies. *Mc Graw-Hill Book Company, Mnc.*
- SIGAL J. (1952). — Aperçu stratigraphique sur la micropaléontologie du Crétacé. *XIX^e Congr. géol. int.*, 1^{re} sér., Algérie, n° 26.
- SIGAL J. (1955) (a). — Notes micropaléontologiques nord-africaines. 1. Du Cénomanién au Santonien ; zones et limites en faciès pélagiques. *C.R.S. Soc. géol. Fr.*, n° 8, pp. 157-160.
- SIGAL J. (1955) (b). — Notes micropaléontologiques nord-africaines. 2. Sur l'extension du genre *Ticinella* Reichel 1949. *C.R.S. Soc. Géol. Fr.*, n° 11-12, p. 225
- S. N. REPAL (1952) (a). — Régions sud-telliennes et Atlas saharien. *XIX^e Congr. géol. int.*, Alger, Monog. rég., 1^{re} sér., Algérie, n° 20.
- S. N. REPAL (1952) (b). — Le bassin Néogène du Chélif. *XIX^e Congr. géol. int. Alger*, Monog. rég., Algérie, n° 16.
- TERMIER H. et G. (1949). — Mode de gisement des basaltes « permotriassiques » au Maroc. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (5), t. 19, pp. 111-134.
- TERMIER H. et G. (1950). — Contribution à l'étude des faunes paléozoïques de l'Algérie. *Bull. Serv. Carte géol. Alg.*, 1^{re} sér., n° 11.
- TERMIER P. (1906). — Sur les phénomènes de recouvrement du Djebel Ouenza (Constantine) et sur l'existence de nappes charriées en Tunisie. *C.R.Ac.Sc.*, CXLII, p. 137.
- TERMIER P. (1908). — Note de tectonique tunisienne et constantinoise. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (4), VIII, pp. 102-123.
- TERMIER P. (1928). — Récentes impressions de voyage. *Actes Soc. helv. Sc. natur.* Lausanne 1928, 2^e f., pp. 83-101.
- TOPKAYA M. (1950). — Recherches sur les silicates authigènes dans les roches sédimentaires. *Bull. Lab. Géol. Univ. Lausanne*, 97, 1950.
- VAN DE FLIERT J. R. (1952). — Tectonique d'écoulement et Trias diapir au Chetthaba. Sud-Ouest de la ville de Constantine. Algérie. *XIX^e Congr. Géol. int. Alger*, sect. XIII, fasc. III, pp. 71-88.
- VIENNOT P. (1928). — Première contribution à la connaissance des extrusions pyrénéennes. *Bull. Carte géol. France*, n° 171, t. XXXI.
- WEGMANN E. (1948). — Le spectre des mouvements de l'écorce terrestre et leur enregistrement dans les sédiments. *Intern. Geol. Cong.*, Great Britain, 1948, part IV, pp. 94-99.
- WELSCH J. (1890). — Les terrains secondaires des environs de Tiaret et de Frenda. *Thèse Sc.*, Paris, 1890, Lille, in-8°.

CHAPITRE I

GÉNÉRALITÉS HISTORIQUE

A. AVERTISSEMENT

Il ne nous a pas paru inutile de signaler au lecteur l'esprit dans lequel ce travail a été entrepris. Il s'agit d'une monographie régionale, mais aussi d'un « ouvrage à thèse ».

La région étudiée est un pays de nappes et la notion d'allochtone y trouve maintes confirmations.

Or les interprétations nappistes qui viennent d'être appliquées ces dernières années au Tell algérien et qui modifient si fortement les idées que l'on se faisait sur cette partie de la Berbérie, sont loin d'avoir été adoptées par tous les géologues. Il importait donc d'insister sur ces nouvelles interprétations et de démontrer leur bien fondé.

Nous n'avons cependant pas simplement voulu décrire les faits structuraux dont il faudra désormais tenir compte ; nous avons essayé de coordonner tous les faits observés. Le but d'une monographie régionale n'est en effet pas simplement descriptif ; la plus minutieuse des descriptions ne serait qu'une fastidieuse énumération si elle n'était pas intégrée dans une synthèse cohérente. Or, afin de ne pas négliger des faits cruciaux, il importe d'effectuer une exploration aussi détaillée que possible, ce qui revient à étudier une région de dimensions réduites. Mais sur un territoire restreint, on risque de ne pas rencontrer les rares solutions clefs dont dépend toute vue d'ensemble. Théoriquement, il importe donc de faire un travail très détaillé sur une contrée aussi vaste que possible. Au cours d'un travail personnel, ces deux conditions sont malheureusement souvent peu compatibles et ces circonstances expliquent à elles seules les imperfections de beaucoup de travaux géologiques.

Nous nous sommes efforcés de concilier ces deux conditions en étudiant avec précision (au 1/50.000 et au 1/20.000) une vaste

région (8 feuilles au 1/50.000). Comme celle-ci n'avait pratiquement jamais été étudiée, notre travail dut, avant tout, être d'ordre cartographique ; plus de 25 mois ont ainsi été passés sur le terrain, et c'est sans conteste les documents cartographiques établis au cours de ces campagnes¹ qui constituent l'essentiel de notre travail.

Nous avons préféré consacrer la plus grande partie de notre activité à la démonstration des nouvelles idées-clefs qu'il faut désormais appliquer au Tell algérien, et préparer ainsi aux futures études de détail un cadre cohérent.

Ce travail ne peut donc prétendre être complet ; c'est avant tout un ouvrage de synthèse où n'ont volontairement pas été développées les études de détail qui n'étaient pas nécessaires à nos démonstrations.

B. INTRODUCTION GÉOGRAPHIQUE

1) CARACTÈRES GÉNÉRAUX

Le massif de l'Ouarsenis oriental appartient au Tell. Ce dernier correspond dans l'Algérie centrale aux reliefs qui forment, entre la Méditerranée et les Hautes Plaines, une frange montagneuse large de près de 100 km (fig. 1).

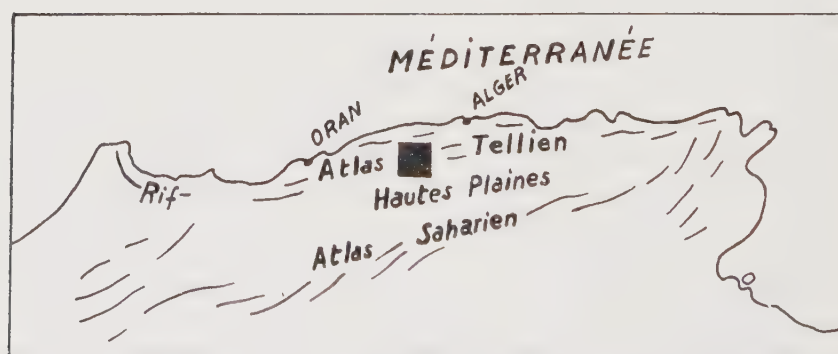


FIG. 1. — Cadre général de la région étudiée.

L'importante dépression ou « plaine intérieure » du bassin du Chélif et du bassin de Médéa le traverse d'Est en Ouest et permet

1. Et dont la carte au 1/200.000 ci-jointe n'est que le condensé.

d'individualiser un Tell septentrional ou littoral et un Tell méridional.

Le massif de l'Ouarsenis correspond à la partie du Tell méridional comprise entre les méridiens de Boghari et de Relizane, c'est-à-dire entre la vallée transversale de l'oued Chélif à l'Est et celle de l'oued Mina à l'Ouest (fig. 2). Il est encadré par le massif du Titteri à l'Est et par les Monts des Beni Chougrane à l'Ouest. Précisons que l'on a l'habitude de qualifier la lisière Sud du Tell méridional de « bordure sud-tellienne ».

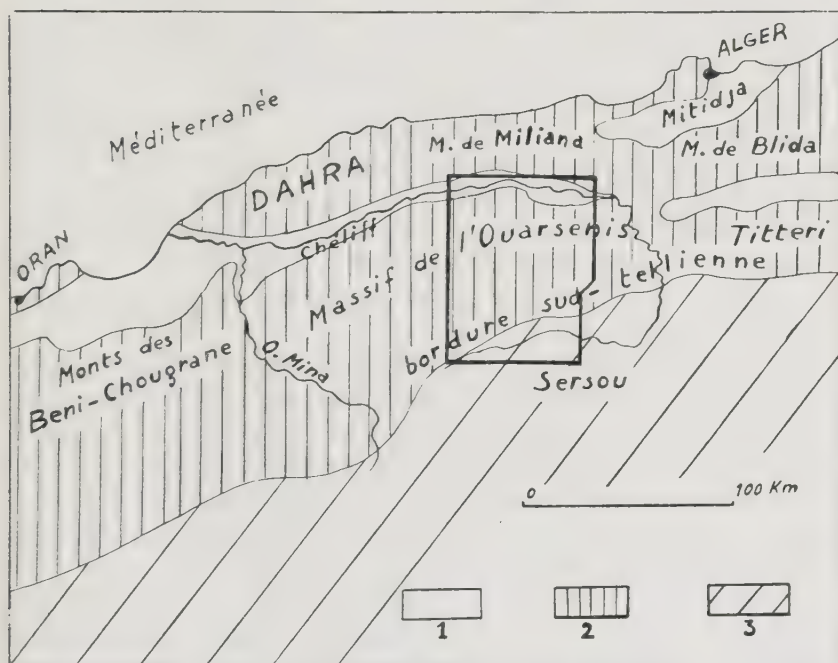


FIG. 2. — Situation géographique de la région étudiée.

1 : basses plaines ; 2 : reliefs du Tell ; 3 : Hautes plaines.

Le massif de l'Ouarsenis culmine au Grand Pic de l'Ouarsenis, ou Kef Sidi Amar, à 1983 m ; c'est le sommet le plus élevé de l'Algérie occidentale ; comme il apparaît au milieu du massif, il peut être pris comme limite entre un Ouarsenis occidental et un Ouarsenis oriental. D'autres sommets atteignent, plus à l'Est, dans la région de Teniet el Haad, 1512 m au Djebel Amrouna, 1787 m à la forêt des Cèdres (Djebel Meddad) et 1808 m au Djebel Ech Chaoun : ils font de l'Ouarsenis oriental un pays escarpé et d'accès difficile.

Les influences continentales méridionales s'opposent dans l'Ouarsenis aux influences maritimes d'origine septentrionale déjà fortement affaiblies par les reliefs du Tell littoral et par la plaine intérieure du Chélif. Mais grâce aux importants reliefs, la pluviosité reste notable au cœur de l'Ouarsenis (plus de 600 mm par an). Il y subsiste de ce fait d'importantes forêts de pins d'Alep, de chênes-lièges et de cèdres. La vigueur de cette végétation dépend étroitement soit de la nature du sous-sol, soit de l'importance des précipitations c'est-à-dire de l'altitude. La célèbre forêt de cèdres de Teniet el Haad reste ainsi localisée sur les grès « numidiens » et ne descend pas au-dessous de 1500 m ; les chênes-lièges restent groupés sur les sommets de plus de 1000 m de la région de Teniet el Haad et ne quittent pas les schistes, grès et calcaires du Barrémio-Aptien ou du Numidien ; les pinèdes affectionnent particulièrement les terrains marneux et marno-calcaires ; elles disparaissent brusquement lorsque le terrain devient schisteux, de sorte que mainte limite de forêt correspond à un tel changement lithologique. Lorsque, comme cela se produit fréquemment dans l'Ouarsenis, le sous-sol est schisteux ou schisto-gréseux, les forêts sont remplacées par une maigre végétation arbustive toujours caractéristique des sols siliceux.

Aux conditions physiques défavorables s'ajoute l'action destructrice de l'homme, souvent associée à de catastrophiques incendies ; les forêts diminuent progressivement et il n'est pas utopique de prévoir que, dans quelques dizaines d'années, maints affleurements seront beaucoup plus dégagés par suite de la disparition d'une partie du tapis végétal, ce qui aura au moins le mérite de favoriser les recherches géologiques futures...

La dégradation de cette couverture végétale s'accroît en outre rapidement vers l'intérieur et vers le sud avec une brusque diminution de la pluviosité et de l'humidité relative, avec une augmentation des contrastes thermiques et une grande fréquence de terrains marneux très facilement dégradés et ravinés. On passe ainsi, sur la bordure méridionale du Tell, à un climat sub-aride ne laissant subsister qu'une très rare végétation et des steppes d'alfa. Les conditions d'observations géologiques sont devenues idéales ; elles sont malheureusement souvent contrecarrées par des conditions climatiques peu favorables : fortes chaleurs en été et pluies désastreuses en hiver.

2) LES GRANDES UNITÉS MORPHOLOGIQUES

Les traits morphologiques essentiels de la région étudiée apparaissent sur les profils ci-joints (fig. 3). On y distingue du Nord au Sud :

a) La zone du Chélif.

C'est une longue dépression, allongée d'E en W, qui correspond à un vaste synclinorium de Miocène inférieur et supérieur tronqué par des surfaces d'érosion plio-quaternaires faiblement déformées ; la partie basse correspond à une plaine alluviale qui est plusieurs fois interrompue par des seuils transversaux ; très riche et intensément cultivée, elle passe progressivement vers le Sud à des reliefs faibles et émoussés qui s'accroissent peu à peu pour se raccorder sans discontinuité aux reliefs importants du Tell méridional constitués, eux, de terrains crétacés.

Ce raccord progressif est dû aux mouvements de flexure qui ont rejoué, depuis la fin du Miocène, le long de la bordure méridionale de la dépression du Chélif.

b) Le Tell méridional.

A l'intérieur des reliefs du Tell proprement dit, l'érosion est très énergique. La plupart du temps, aucun sol évolué ne recouvre la roche en place qui est perpétuellement ravinée et attaquée, surtout lorsqu'il s'agit, comme cela est fréquent, de marnes. L'érosion est ralentie dans les zones boisées ; mais comme celles-ci reculent rapidement par suite de l'intervention de l'homme, de nouvelles étendues sont, chaque année, livrées aux ravineurs. Cette action destructrice, commune à tout le Tell algérien, a justement inquiété le Gouvernement Général de l'Algérie qui a créé le Service de la Défense et de la Restauration des Sols ; celui-ci agit surtout par le creusement de « banquettes » ou fossés à pente très faible.

Cette forte érosion, tout en étant fortement amplifiée par les conditions climatiques, est due à l'extrême jeunesse des importants mouvements qui ont surélevé le Tell, par rapport à la dépression du Chélif et par rapport aux Hauts Plateaux restés stables. Ces Mouvements qui ont pu atteindre une amplitude verticale de plusieurs centaines de mètres expliquent à eux seuls l'évolution morphologique récente du Tell.

Ils expliquent du même coup l'allure du réseau hydrographique qui est en outre fortement influencé par la différence d'altitude existant entre la plaine du Chélif (200 m) et les Hautes Plaines

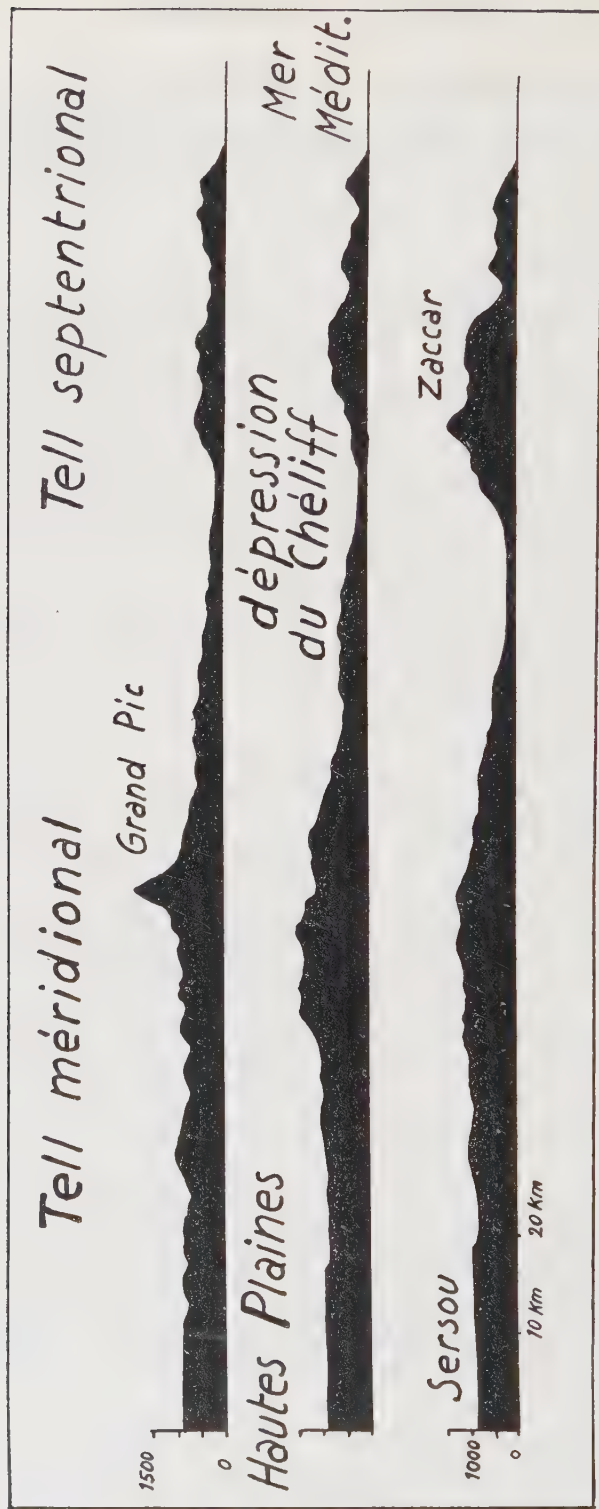


FIG. 3. — Trois profils NS à travers le Tell.

(800 à 1000 m). Dans ces conditions il n'est pas étonnant que grâce à l'action de l'érosion remontante, grâce à l'intervention des phénomènes de superposition et d'antécédence, et même plus probablement grâce à l'action conjuguée des deux phénomènes, plusieurs cours d'eau tributaires du Chéliff naissent sur les Hauts Plateaux pour se diriger ensuite vers le Tell qu'ils traversent en cluse par d'étroites gorges très encaissées.

c) Les Hauts Plateaux.

Le raccord des reliefs du Tell avec les Hautes Plaines se fait, lui aussi, progressivement. Ceci est très probablement dû à une ample flexure à rejeu très récent qui a déformé les surfaces d'érosion, ou plus exactement les pédiplaines de la fin des temps pliocènes.

Les dépôts pliocènes des Hautes Plaines sont restés, au Sud de la bordure sud-tellienne, rigoureusement horizontaux et soustraits aux agents de l'érosion. Le substratum antépliocène n'est plus visible ; nous sommes dans la plaine du Sersou.

En un mot, une évolution très récente (post-miocène supérieur) caractérisée par l'intervention d'une tectonique quaternaire, explique les particularités physiques de la région étudiée.

82 O. FODDA	83 CARNOT	84 MILIANA	85 LAVIGERIE
106 ORLEANVILLE	107 B. B. DOUANE	108 PONT ou CAÏD	109 S ⁱ MADJOUB
132 MOLIÈRE	133 EL MEDDAD	134 TENIET el HAAD	135 LÉTOURNEUX
159 AIN DAHLIA	160 BOURBAKI	161 TAÏNE	162 ER REBIBA
188 W. ROUSSEAU	189 VIALAR	190 SERSOU	191 CHAHBOUNIA

FIG. 4. — Tableau d'assemblage des cartes au 1/50.000^e

3) LES CARTES

La figure 2 et le fond topographique de la planche I précisent mieux que n'importe quelle description les limites et les particularités topographiques de la région étudiée. Afin de permettre au lecteur de situer rapidement toute description locale, nous complèterons le plus souvent la nomination locale (Djebel, Douar, Oued, etc...) en utilisant le découpage des feuilles au 1/50.000 (fig. 4) et les coordonnées Lambert qui permettront de repérer immédiatement tout point intéressant.

C'est dans ce but que les coordonnées Lambert ont été ajoutées à la carte géologique au 1/200.000 accompagnant ce travail (planche hors-texte).

Des cartes au 1/500.000, au 1/200.000 et au 1/50.000 éditées par l'Institut Géographique National, couvrent la région étudiée. Ces dernières sont, au point de vue topographique, de valeur bien inégale ; les cartes déjà anciennes (révisées en 1934) de Beni bou Douane (n° 107) et de Pont du Caïd (n° 108) ne sont souvent qu'approximatives ; la qualité de la feuille plus récente de Teniet el Haad (1944) est bien supérieure ; les cartes d'El Meddad (n° 133), Bourbaki (n° 160), Taine (n° 161), Vialar (n° 189) et Sersou (n° 190), très récentes ou en voie d'achèvement, sont par contre excellentes ; il s'agit en effet de levés stéréographiques aériens, restitués à l'appareil Poinvillers.

Des photographies aériennes à l'échelle approximative du 1/30.000 ou du 1/40.000, prises par l'Institut Géographique National (1950-52) ou par l'armée américaine (1943-45) couvrent tout l'Ouarsenis oriental ; elles constituent un excellent moyen de travail qui a beaucoup facilité l'exploration géologique de tout le territoire étudié.

C. HISTORIQUE

La géologie du massif de l'Ouarsenis oriental n'était encore, tout récemment, connue que de façon très approximative. Aucun travail d'ensemble n'y avait été entrepris ; aucune cartographie n'avait été effectuée ; seuls quelques points très localisés et quelques itinéraires avaient été étudiés ; de vastes territoires n'avaient vraisemblablement jamais été traversés.

La pénurie des travaux géologiques semblait essentiellement due aux difficultés d'exploration, à l'absence de voies de pénétration, à la rareté des fossiles et à la monotonie des faciès, enfin à la complexité structurale qui finissait de décourager les explorateurs.

Les premières observations datent du siècle dernier et les recherches y ont, depuis la conquête, suivi une évolution où l'on peut distinguer, comme dans le reste de l'Algérie, trois périodes principales.

1) ENTRE LA CONQUÊTE ET LA PREMIÈRE GUERRE MONDIALE

Le souci des premiers géologues qui traversèrent l'Algérie, alors totalement inconnue, fut de récolter le plus de fossiles possible afin d'individualiser les étages classiques d'Europe. Ces premières études furent ainsi tout naturellement axées sur la paléontologie et la stratigraphie.

De cette façon, grâce à sa richesse en fossiles, le Crétacé néritique des environs de la place forte de Teniet el Haad fut vite remarqué. Mais seules des listes de fossiles étaient mentionnées ; leur origine exacte n'était précisée qu'à quelques km près.

Tous les premiers ouvrages consacrés à la géologie de l'Algérie mentionnent ces fossiles ; de courtes listes sont énumérées par Nicaise (1870), Pomel (1890) et leurs successeurs. Mais ce n'est que vers la fin du siècle dernier que Ficheur (1900) entreprit la description de ce Crétacé néritique fossilifère. Il décrivit de façon très détaillée et minutieuse la coupe de l'Oued Kerkor (coin NE de la feuille de Teniet el Haad, et coin NW de la feuille de Letourneux) ; mais les inévitables erreurs de ce premier travail ne furent jamais corrigées.

C'est également à cette époque que le pittoresque Kef Irhoud (f. 1/50.000 de Bourbaki, coin SE), situé sur une importante voie de passage, excita la curiosité des premiers pionniers et livra sa célèbre faune d'Echinides. Cette dernière fut étudiée par Pomel (1889), mais son âge exact ne fut connu que 30 ans plus tard (Dalloni 1916c) ; ce fait illustre bien la spécialisation et la localisation extrême des recherches d'alors.

Le Kef Sidi Amar, imposante masse calcaire dominant de près de 900 m le pays schisteux crétacé environnant, et point culminant (1983 m) de l'Algérie occidentale visible de très loin, ne pouvait pas ne pas intriguer les premiers explorateurs.

Leur attention fut d'autant plus retenue que d'importants gisements de plomb et de zinc y avaient été exploités depuis l'époque romaine. Les premières études de Nicaise (1869), Ficheur (1889-1891), Repelin (1895), furent poursuivies par Dalloni (1936) et tout récemment par Calembert (1952) ; mais elles restèrent toujours très localisées.

Les nombreux affleurements de Trias « gypso-salin » ne manquèrent pas d'être rapidement remarqués ; ils furent signalés très tôt et, en 1902 Gentil étudiait déjà les roches éruptives de quelques affleurements triasiques de la région.

Au cours de cette période de grande exploration, Repelin (1895) est le premier à avoir tenté une synthèse cartographique ; celle-ci concernait surtout l'Ouarsenis occidental et n'empiétait que peu sur l'Ouarsenis oriental. Mais, au moins pour cette dernière région,

ce travail n'était encore qu'une rapide description d'itinéraire qui ne conserve plus qu'un intérêt historique.

Malgré tous ces travaux, d'ailleurs souvent effectués dans des conditions très difficiles qu'il faut souligner, l'Ouarsenis oriental restait pratiquement inconnu.

2) ENTRE LA PREMIÈRE ET LA DEUXIÈME GUERRE MONDIALE

Pendant toute cette période, et alors que l'ère des études détaillées commençait dans le reste de l'Algérie, l'Ouarsenis resta malheureusement assez délaissé.

Seul M. Dalloni, qui avait entrepris l'étude du vaste territoire correspondant à toute l'Algérie occidentale, parcourait l'ensemble du massif de l'Ouarsenis et plus spécialement l'Ouarsenis occidental. Il publia en 1936 les premiers « Matériaux pour l'Étude géologique du Massif de l'Ouarsenis » qui n'eurent malheureusement pas de suite.

Cette première mise au point restait cependant très générale ; les descriptions stratigraphiques manquaient de précisions¹ ; les rares coupes les accompagnant, toujours mal localisées, ne pouvaient donner qu'une idée approximative du style tectonique de la région.

Un peu plus tard, J. Flandrin qui avait entrepris l'étude de tout le Nummulitique algérien, parcourut les terrains tertiaires de la bordure sud-tellienne et du bassin des Matmatas (SE f. 1/50.000 Pont du Caïd et f. de Sidi Madjoub) ; mais, dans le cadre du trop vaste travail qu'il avait entrepris, cet auteur ne put décrire que quelques rares coupes. Il intégrait néanmoins l'Ouarsenis oriental dans ses reconstitutions paléogéographiques (1948).

A la suite de ces travaux, on admettait plus ou moins tacitement que la géologie du massif de l'Ouarsenis, bien que non étudiée en détail, ne différerait pas essentiellement de celle, assez simple, admise pour d'autres parties du Tell méridional.

3) APRÈS LA DEUXIÈME GUERRE MONDIALE

Les recherches géologiques se développèrent très rapidement dans toute l'Algérie grâce à l'intense activité du Service de la Carte géologique de l'Algérie et des services géologiques nouvellement créés, principalement la S.N. REPAL (Sté National de Recherches

1. L'auteur signale par exemple un gisement fossilifère situé « près de la route de Letourneux à Affreville » (1936, p. 18). — Comme ces deux localités sont distantes de 60 km, il n'a évidemment été possible ni de le retrouver ni d'en tenir compte.

et d'Exploitation du Pétrole en Algérie), le S.C.H. (Service de la Colonisation et de l'Hydraulique) et le B.R.M.A. (Bureau de Recherches Minières en Algérie) qui employèrent de nombreux géologues¹.

C'est ainsi qu'au cours des années 1949-50 j'entrepris, en compagnie de L. Glangeaud et de A. Caire, la révision de la feuille géologique au 1/50.000 de Miliana (n° 84), pour aborder en 1951, l'étude du massif de l'Ouarsenis oriental (feuilles au 1/50.000 de Pont du Caïd, Beni bou Douane, Teniet el Haad, El Meddad, Bourbaki, Taine, Vialar, Sersou et régions limitrophes). Malgré de nombreuses difficultés d'ordre stratigraphique, les premiers levés consacrés à la feuille de Teniet el Haad m'amènèrent rapidement à modifier la carte géologique au 1/500.000 de cette région et me permirent de définir des « structures obliques » (1951). Interrompues par un an de service militaire, mes recherches reprirent à la fin de 1952 puis en 1953, appuyées cette fois par des déterminations micro-paléontologiques dues aux spécialistes de la S.N. REPAL ; ces déterminations et les levés très détaillés qu'ils me permirent d'entreprendre m'obligèrent à abandonner les hypothèses tectoniques classiques que j'avais antérieurement appliquées à cette région, au profit d'hypothèses nappistes qui passèrent alors pour révolutionnaires car elles admettaient des déplacements horizontaux de plus de 30 km.

La notion d'un « allochtone » ayant subi des déplacements de plusieurs dizaines de km fut ainsi proposée ; elle fut cependant loin d'être adoptée, et rencontra immédiatement une opposition tacite ; en effet, si à la suite des travaux de la S.N. REPAL, on avait été obligé d'admettre dans le Tell méridional l'existence de contacts anormaux et de déplacements horizontaux, on supposait qu'il s'agissait de déplacements limités (S.N. REPAL, 1952, Guillemot, 1952) et on pensait qu'il en était de même dans l'Ouarsenis.

Cet état d'esprit remontait fort loin ; un bref historique dépassant le cadre du massif de l'Ouarsenis est nécessaire pour l'analyser.

Au cours des 25 premières années du siècle et alors que la géologie algérienne en était encore à ses débuts, plusieurs géologues métropolitains é mirent à propos du Tell algérien de séduisantes hypothèses nappistes. En effet, en 1906 P. Termier proposa de rattacher le Trias du Djebel Ouenza (département de Constantine) à une nappe triasique ; en 1908, L. Gentil créait une nappe en Oranie alors que de son côté L. Joleaud décrivait une nappe dans la région de Constantine. Ces deux auteurs étendirent ensuite leurs idées au Maroc et à la Tunisie et proposèrent en 1918 une synthèse tectonique du Tell où étaient dénombrées trois nappes (A, B et C).

Ces conceptions furent immédiatement attaquées par les géologues algériens en particulier par A. Brives, J. Savornin et M. Dalloni. Ces auteurs présentèrent de nombreuses objections ; leurs idées sur l'autochtonie

1. La répartition des études récentes est indiquée sur la fig. 5.

des plis triomphèrent si bien qu'en 1927 P. Termier abandonna ses premières conceptions en écrivant : « l'hypothèse du charriage doit être définitivement écartée »... et qu'en 1930 M. Gignoux concluait : « il fut longtemps de mode d'invoquer des nappes de charriage (en Algérie)... on est revenu avec un langage un peu différent et un peu modernisé aux conceptions des premiers pionniers de la géologie algérienne »...

Tout semblait résolu ; mais la géologie algérienne n'avait en réalité que fort peu progressé. Au cours de discussions passionnées, les géologues algériens s'étaient en effet vite laissé entraîner vers une opposition systématique et en rejetant, sans discernement, toutes les idées de leurs contradicteurs, ils en avaient du même coup repoussé d'excellentes. Pour les Algériens, le Trias était toujours filonien, c'est-à-dire diapir ; L. Gentil et L. Joleaud niaient au contraire cet enracinement et insistaient sur le rôle de lubrifiant que joue le Trias à la base des nappes ; or nous savons maintenant que sur ce point précis, les Algériens, dans la majorité des cas, avaient tort.

Il faut donc, bien que la plupart des faits qui aient été présentés par Gentil et L. Joleaud soient erronés, bien que les nappes telles que ces auteurs les avaient conçues n'existent absolument pas, bien qu'ils aient rangé dans leurs nappes de vastes territoires incontestablement autochtones, rendre hommage à leur incontestable intuition et déplorer les conceptions trop unilatérales de l'école algérienne de la première moitié du siècle.

Alors que, pour tous, le Tell était redevenu un pays totalement dépourvu de nappes, L. Glangeaud commença l'étude du Tell littoral de la province d'Alger. Mais, au lieu de confirmer l'autochtonie de cette partie du Tell et au lieu de se ranger du côté de la majorité régnante, cet auteur mit en évidence dans cette région, et dès 1926, l'importante « nappe du flysch » et montra le rôle que joue le Trias à la base de cette nappe.

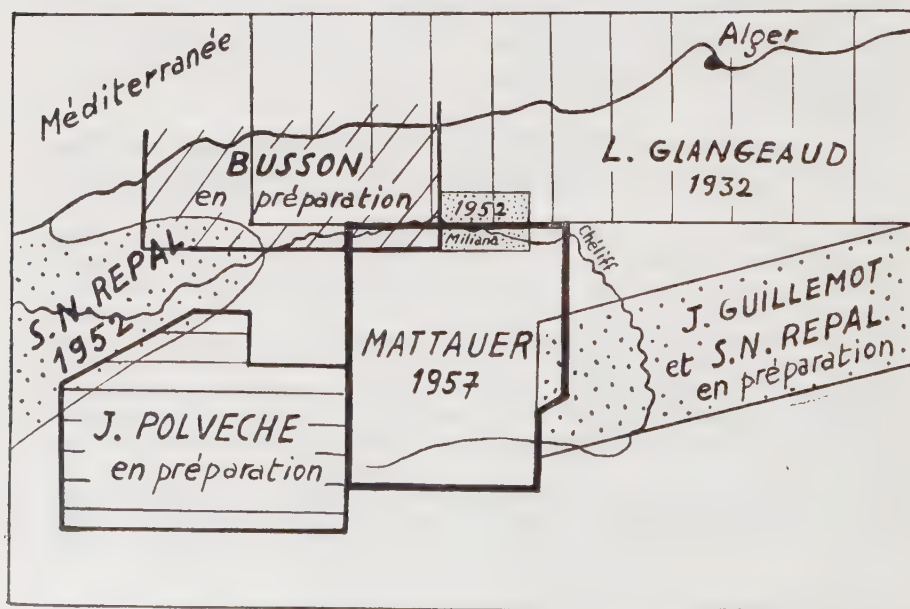


FIG. 5. — Les études modernes dans les régions limitrophes

Les nappes renaissaient en Algérie, et il s'agissait cette fois de vraies nappes puisque les travaux modernes n'ont fait que les confirmer. L. Glangeaud doit donc être considéré comme le vrai précurseur de la tectonique algérienne moderne ; son mérite est d'autant plus grand que les conditions de travail étaient alors particulièrement difficiles.

Ces idées (voir en particulier Glangeaud, 1926 et 1932 a et b) qui, soulignons-le virent le jour malgré un climat extrêmement défavorable et qui de ce fait ne purent être développées librement, ne furent malheureusement pas adoptées par les géologues algériens ; ceux-ci en minimisant les conceptions de L. Glangeaud, continuèrent à considérer le Tell comme un pays autochtone.

Si l'on excepte les excellentes observations de P. Fallot sur le Djurdjura (1942-1945), les idées « classiques » de l'autochtonie du Tell et du diapirisme triasique régnèrent jusque vers 1950 ; la thèse de J. Flandrin (1948) en étant une des dernières manifestations.

Les déboires de ces notions classiques commencèrent avec un sondage de la S.N. REPAL ; contre toute attente, on rencontra, en forant en 1948 une structure anticlinale apparemment simple, du Miocène inférieur sous du Crétacé supérieur. Ce fut le départ d'une campagne de levés effectuée par les géologues de la S.N. REPAL qui étendirent le style chevauchant à une grande partie de la bordure sud-tellienne ; ils confirmèrent en particulier les chevauchements précédemment admis par Savornin ; mais la plupart de ces résultats furent malheureusement gardés inédits. Simultanément, A. Caire étudiait la zone subbibanique et, en décrivant pour la première fois des nappes sud-telliennes, mit en évidence trois nappes A, B et C (1951). En 1952, la S.N. REPAL confirmait le style très chevauchant de la bordure sud-tellienne entre Sidi Aïssa et Bordj Bou Arréridj mais n'abordait pas la question de l'amplitude des déplacements. Dans le Tell septentrional, M. Durand Delga avait de son côté admirablement prouvé l'existence d'un très important chevauchement du socle paléozoïque vers le Sud (1952).

Les travaux récents commençaient ainsi à ébranler le schéma classique d'un Tell affecté de plis simples ; mais la foi en un Trias uniquement diapir admis par M. Dalloni, M. Gignoux et J. Savornin régnait toujours. C'est pourquoi la notion de forts déplacements horizontaux allant du N au S du Tell (A. Caire, L. Glangeaud, M. Mattauer et J. Polvêche, 1953) fut accueillie avec un scepticisme total.

La nouvelle conception s'écartait des chemins battus puisqu'elle interprétait la bordure sud-tellienne en « klipptes » (1953). Le massif de l'Ouarsenis qui avait toujours été considéré comme un pays typiquement autochtone devenait un pays de nappes ; le « Numidien » au lieu d'être un Tertiaire simplement transgressif sur du Crétacé, devenait une « nappe numidienne » analogue à celle qu'avaient décrite, 200 km plus à l'Est, A. de Spengler (1952) et surtout A. Caire (1951) ; des recherches entreprises en sa compagnie permirent d'étendre à tout le Tell méridional, l'unité « numidienne » pour laquelle nous proposons des déplacements de 20 à 100 km (1953).

Soulignons cependant que les géologues de la S.N. REPAL avaient étudié en 1950-1951, c'est-à-dire avant nous, la bordure sud-tellienne correspondant au massif de l'Ouarsenis. Mais il ne s'agissait que d'une

rapide exploration au 1/200.000 (dont ne fut publié qu'un schéma au 1/500.000 en 1952) qui ne pouvait leur permettre d'arriver aux hypothèses nappistes. On pensait alors que les complications tectoniques de cette zone étaient dues à un style en écaillés (1952) que l'on supposait passer vers Sidi Aïssa (c'est-à-dire à plus de 200 km à l'E) à un style chevauchant.

À la fin de la campagne 1953 mes recherches étaient confrontées avec celles effectuées dans d'autres régions telliennes, par A. Caire (zone sub-bibanique), L. Glangeaud (Tell septentrional) et J. Polvêche (Ouarsenis occidental). Notre équipe pouvait alors présenter une première mise au point sur l'allochtone tellien ; bien que provisoire, celle-ci insistait pour la première fois, sur l'extraordinaire extension et l'étonnante ampleur des recouvrements du Tell algérien.

Ces idées nouvelles, loin d'être adoptées, furent finalement vigoureusement combattues en 1955 par J. Flandrin (1955) et L. Calembert (1955).

Les objections présentées par ces contradicteurs restaient cependant très fragiles. Une série de notes (A. Caire, 1956b, L. Glangeaud, 1956a, M. Mattauer, 1956a et d) montra rapidement que les hypothèses nappistes gardaient toute leur valeur. En même temps la S.N. REPAL (Kieken 1956)¹ appliquait à son tour l'hypothèse nappiste à toute la partie de la bordure sud-tellienne qu'elle avait si minutieusement étudiée depuis près de 10 ans et définissait, en s'appuyant sur de nombreux sondages, des nappes qui se raccordaient parfaitement à celles qui avaient précédemment été définies par notre équipe.

En décembre 1956 enfin la Société géologique de France consacra une séance aux problèmes structuraux d'Afrique du Nord et l'existence de nappes à forts déplacements fut définitivement reconnue.

Grâce à des levés géologiques précis, grâce aux moyens d'étude modernes la géologie algérienne était entrée dans une nouvelle phase. Le rattachement à des nappes de vastes territoires qui étaient précédemment considérés comme autochtones obligeait de modifier complètement de nombreuses notions et conduisait à poser beaucoup de nouveaux problèmes.

L'étude géologique du Tell que l'on croyait terminée depuis 1950 subissait de profonds remaniements et ouvrait des perspectives nouvelles.

1. Un excellent travail, abondamment illustré, signé par A. de Spengler, F. de Chevilly et M. Kieken et dont la note de M. Kieken n'était que le résumé vient de paraître (Publ. Serv. Carte Géol. Algérie, n. série, Bull. n° 8, trav. coll. 1955, p. 25-88, 6 fig. 13 pl. h.t.). Nous conseillons vivement au lecteur de consulter cette très importante publication que toute personne s'intéressant à la géologie de l'Algérie devra désormais connaître.

D. INTRODUCTION STRATIGRAPHIQUE ET STRUCTURALE

L'étude géologique d'une région débute habituellement par une description stratigraphique. Après avoir minutieusement analysé la succession des terrains, le géologue aborde l'étude structurale ; il veut ainsi bien montrer que les observations stratigraphiques sont à la base de toutes les reconstitutions tectoniques.

C'est du moins le chemin suivi pour l'étude de régions simples. Lorsque la tectonique devient très complexe, on ne conçoit au contraire pas d'analyse stratigraphique qui ne soit précédée d'une introduction structurale ; dans la plupart des études alpines, la série stratigraphique est examinée autant de fois qu'il existe d'unités structurales.

Or l'Ouarsenis est — cet ouvrage tente de le démontrer de façon détaillée — un pays de nappes, supportant aisément la comparaison avec certaines parties des Alpes. Pour faciliter la compréhension des chapitres stratigraphiques et pour alléger les descriptions locales, une introduction structurale s'impose donc (les planches hors texte en couleur suffisent à suivre l'exposé).

Les subdivisions tectoniques proposées ne peuvent évidemment être considérées comme définitives, car il faudra encore beaucoup de travaux avant d'arriver à synthétiser correctement toutes nos connaissances sur le Tell algérien. Il ne s'agit donc que d'une première tentative destinée à faciliter l'exposé des faits.

1) LES GRANDS TRAITS PALÉOGÉOGRAPHIQUES DE L'ALGÉRIE SEPTENTRIONALE

En simplifiant à l'extrême et en raisonnant à grande échelle (1/1.000.000), on peut dire qu'au cours des temps crétacés et tertiaires, la plateforme africaine, sur laquelle se déposaient des faciès néritiques et continentaux, était bordée au Nord par une fosse à dépôts marins généralement plus épais, plus pélagiques et plus bathiaux que ceux situés plus au Sud.

Ce sillon tellien, d'orientation générale EW, connu évidemment de nombreuses vicissitudes et la flexure le limitant au Sud se déplaça au cours des temps.

Le matériel des chaînes EW de l'Atlas Tellien est emprunté aux dépôts de ce sillon nord-africain ; le Tell méridional correspond le plus souvent à la marge méridionale de cette fosse ; l'Atlas Saharien et les Hautes Plaines appartiennent déjà au domaine de la plateforme africaine.

2) LA SITUATION DU MASSIF DE L'OUARSENIS

L'Ouarsenis oriental se situe à la partie méridionale du sillon tellien et empiète légèrement sur la plateforme située plus au Sud.

Une partie de l'Ouarsenis appartient encore à l'Atlas Saharien, au moins au point de vue structural. Sur le territoire de la feuille au 1/50.000 de Teniet el Haad, apparaissent en effet des plis simples de direction NE-SW, qui ne peuvent être dissociés des plis de même type qui caractérisent l'Atlas Saharien. Mais l'étude des faciès montre que ces plis affectent les dépôts de la bordure du sillon tellien ; les calcaires néritiques et peu profonds du Barrémo-Aptien s'amincissent en effet progressivement vers le Nord, où ils se noient dans des dépôts plus profonds ; les sables continentaux de l'Atlas Saharien passent ici à une série encore très gréseuse, mais déjà franchement marine.

3) LE PROBLÈME DES FACIÈS DE L'OUARSENIS

D'après ce schéma général et dans l'hypothèse d'une tectonique simple, les terrains crétacés et tertiaires de l'Ouarsenis devraient toujours offrir des faciès intermédiaires entre ceux, peu profonds, de l'Atlas Saharien et ceux du sillon tellien. Or il n'en est rien. Des faciès très différents les uns des autres apparaissent dans une même région ; au Crétacé les faciès peu profonds évoqués ci-dessus voisinent avec des dépôts de même âge mais de type tout différent ; il s'agit généralement de faciès beaucoup plus profonds qui se sont déposés dans le sillon tellien ; au Tertiaire, la diversité des faciès est tout aussi accentuée. **Si l'on admet que ces différents faciès n'ont pas été rapprochés par l'intervention de phénomènes tectoniques, il est impossible de reconstituer une paléogéographie cohérente. On peut par contre conserver un schéma paléogéographique harmonieux en admettant l'existence de recouvrements importants ; il suffit de supposer que les dépôts de la fosse tellienne se sont avancés vers le Sud jusqu'à venir recouvrir la bordure de leur sillon d'origine. Il suffit en un mot de considérer les dépôts néritiques peu profonds de plateforme comme des terrains autochtones et les dépôts de fosse comme allochtones et para-autochtones.**

4) LES CONFIRMATIONS TECTONIQUES DE LA NOTION D'ALLOCHTONE

L'explication « nappiste » de la répartition désordonnée des faciès de l'Ouarsenis ne resterait qu'une hypothèse toute gratuite si elle n'était confirmée par les observations tectoniques suivantes :

Le Crétacé autochtone, avec ses faciès peu profonds, est recouvert de Miocène inférieur transgressif et c'est la plupart du temps *au-dessus de ce Miocène qu'apparaît le Crétacé dit « allochtone »* ; le contact entre autochtone et allochtone est très souvent *subhorizontal ou peu incliné et des klippes apparaissent au milieu des massifs autochtones.*

La tectonique de l'autochtone et celle de l'allochtone sont radicalement différentes ; la première, très simple, s'apparente à celle de l'Atlas Saharien, car les bancs peuvent souvent se suivre sur des dizaines de km ; la deuxième est extraordinairement complexe : les contacts anormaux y sont très nombreux et presque toujours jalonnés de Trias ; les superpositions anormales sont courantes ; toutes les assises du Crétacé et du Tertiaire sont fréquemment entremêlées dans un ordre quelconque.

Les arguments stratigraphiques et structuraux s'associent donc pour appuyer la notion d'un autochtone de structure simple s'opposant à un allochtone et para-autochtone de tectonique complexe.

5) LES SUBDIVISIONS DES TERRAINS NON AUTOCHTONES

L'étude même générale des faciès et de la tectonique nous montre donc que nous sommes en présence, d'une part de terrains autochtones, d'autre part de terrains ayant subi des déplacements horizontaux. *Si l'on cherche à préciser la valeur de ces déplacements, on s'aperçoit rapidement qu'ils sont variables ; ils sont d'une façon générale d'autant plus importants que l'on s'adresse à des unités structurellement plus élevées.* Cette intensité variable des déplacements ressort de l'étude des faciès qui, à l'intérieur des terrains non autochtones, sont eux-mêmes très variables ; elle nous amène à proposer des subdivisions structurales. Pour la clarté de l'exposé, celles-ci ont été réduites au minimum ; nous avons distingué de bas en haut, dans l'édifice non autochtone : le complexe A, la nappe B, la nappe C.

Exposons rapidement les caractéristiques essentielles de ces entités structurales qui sont évidemment toujours limitées par des contacts anormaux.

Le Complexe A.

Nous rangeons dans le Complexe A la partie inférieure de l'édifice non autochtone qui est constituée de terrains assez proches de ceux de l'autochtone, tant au point de vue de l'âge que des faciès. Le Complexe A englobe ainsi essentiellement des assises de Crétacé inférieur et moyen (Barrémo-Aptien, Albien, Cénomanién) et de Miocène inférieur, tandis

que le Crétacé supérieur, l'Éocène et l'Oligocène y restent très rares ; il affleure essentiellement dans la partie septentrionale de la région étudiée.

Au point de vue structural, le Complexe A s'oppose nettement à l'autochtone ; une multitude de contacts anormaux le sillonnent ; des déplacements horizontaux de plus de 10 km peuvent y être mis en évidence. L'incohérence tectonique n'est cependant pas toujours la règle ; on rencontre de vastes compartiments qui offrent une simplicité structurale comparable à celle de l'autochtone ; en l'absence de fenêtre tectonique, il est cependant impossible de chiffrer les déplacements subis par tous ces compartiments ; leur origine n'est peut être pas lointaine et ils peuvent appartenir à du para-autochtone.

C'est en raison de l'existence probable ou possible, de para-autochtone que nous parlons de complexe A ; ce terme a été utilisé de préférence à celui de « nappe » afin d'insister sur les inconnues qui subsistent quant à l'ampleur des déplacements subis par ces terrains non autochtones.

La nappe B.

Elle englobe des terrains, essentiellement marneux, surtout formés de Crétacé supérieur (Sénonien) et de Tertiaire (Éocène, Oligocène, Miocène) ; ils reposent soit sur le complexe A, soit directement sur l'autochtone. Ces terrains appartiennent cette fois-ci incontestablement à une « nappe » dont les déplacements peuvent aisément être chiffrés. Dans la partie orientale de la région étudiée, on peut en effet sur les feuilles au 1/50.000 de Taine, Teniet el Haad, Letourneux, Pont du Caïd et Sidi Madjoub, suivre du Sud au Nord, le Miocène autochtone de façon presque continue et le voir partout recouvert par les terrains anté-miocènes de B ; plusieurs klippes de B apparaissent en outre au milieu des massifs autochtones (région de Letourneux, partie Est de la feuille de Teniet el Haad, SW de la feuille de Sidi Madjoub). Cette disposition nous donne une flèche de 45 km au minimum.

Les arguments structuraux ne sont d'ailleurs pas les seuls à militer en faveur de l'allochtonie de B ; les terrains de la nappe B offrent des faciès qui sont souvent très différents de ceux de l'autochtone sous-jacent. On trouve en outre dans B une multitude de niveaux qui sont absents dans l'autochtone et dans le complexe A ; c'est le cas d'une importante partie du Crétacé supérieur, de l'Éocène inférieur, moyen et supérieur, et de l'Oligocène.

La nappe C.

Il s'agit de la nappe la mieux caractérisée du Tell ; elle couronne partout l'édifice allochtone. Sa réalité est démontrée par des faits à la fois structuraux et stratigraphiques. En effet :

- elle repose sur une surface de contact anormal peu déformée, jalonnée de Trias et souvent soulignée par un très net rabotage basal
- les faciès qu'on y rencontre sont tout à fait différents de ceux de l'autochtone, du complexe A et de la nappe B.

L'étude des faciès du Tell tout entier montre que cette nappe C provient certainement du Tell septentrional ; ses déplacements atteignent de ce fait 50 à 100 km.

6) CONCLUSIONS

On conçoit aisément que les interprétations structurales que nous venons de résumer modifient les idées que l'on avait adoptées

sur cette partie du Tell dont jamais l'autochtonie n'avait été mise en doute.

La majeure partie des terrains actuellement visibles dans l'Ouarsenis oriental ne sont en réalité pas en place ; ils proviennent de régions d'autant plus lointaines que l'on s'adresse à des unités structuralement plus élevées ; leur origine doit être cherchée — par exemple pour la nappe C — jusqu'à 50 à 100 km plus au N.

L'essentiel de nos observations ne s'est donc appliqué qu'à une mince pellicule de terrains allochtones et para-autochtones qui nous cachent la majeure partie de l'autochtone. Ce dernier ne peut être étudié qu'à l'occasion de fenêtres tectoniques ; le substratum autochtone d'une grande partie de l'Ouarsenis nous reste de ce fait totalement inconnu.

Mais si les lambeaux d'allochtone jouent le rôle de terrains de couverture par rapport à l'autochtone du Tell méridional, ils permettent par contre, parce qu'ils proviennent du Tell septentrional, de se faire une idée de l'évolution du Tell tout entier. Ils permettent en particulier de reconstituer la paléogéographie des temps crétacés et tertiaires et les vicissitudes que subit le sillon tellien tout entier au cours de ces périodes.

Comme toutes ces reconstitutions dépendent évidemment de la valeur des interprétations structurales, nous avons, au cours de ce travail, particulièrement insisté sur la tectonique. Nous n'avons en outre entrepris les reconstitutions paléogéographiques qu'après l'analyse stratigraphique et structurale. La paléogéographie ne sera de ce fait examinée que dans un chapitre de conclusions et d'interprétations qui sera nettement séparé des chapitres d'observations.

STRATIGRAPHIE

La série stratigraphique de l'Ouarsenis oriental est extrêmement variée : elle englobe des terrains appartenant au Primaire, au Trias, au Jurassique, au Crétacé, à l'Éocène, à l'Oligocène, au Miocène et au Pliocène.

Si la plupart des étages classiques peuvent être facilement caractérisés, il est, hélas, souvent difficile d'établir une coupe stratigraphique détaillée et complète. Les difficultés ne manquent pas : tous nos prédécesseurs ont insisté sur la rareté ou l'absence de fossiles, sur l'uniformité et la monotonie des faciès et Welsch a, en son temps, parfaitement résumé l'opinion générale en écrivant : « je ne connais rien de plus triste pour un géologue que les formations crétacées qui s'étendent depuis le Tell jusqu'à l'Atlas d'Alger. Toutes les complications s'y réunissent pour empêcher la solution des problèmes géologiques » (Welsch 1890).

Les obstacles signalés par nos prédécesseurs subsistent ; l'emploi de techniques modernes a cependant permis bien souvent d'en venir à bout. Il est ainsi devenu relativement aisé de dater, au moins approximativement, les principaux ensembles lithologiques ; seules les études de stratigraphie fine restent délicates en raison des particularités lithologiques et structurales suivantes :

1) Les séries schisteuses et les flyschs.

Les formations crétacées antérieures à l'Albien supérieur se présentent la plupart du temps sous un faciès schisteux ou flysch presque totalement azoïque ; en dehors des terrains autochtones, les Ammonites et les autres fossiles y sont en effet extrêmement rares et la microfaune pratiquement absente. Dans ce cas, il arrive qu'on soit obligé de « travailler au faciès » et de ne dater qu'approximativement ces séries azoïques ; des conclusions restent alors à la merci d'une hasardeuse découverte de fossile.

Grâce à quelques heureuses récoltes d'Ammonites, ces séries ont pu être datées en plusieurs endroits avec précision ; mais dans la majorité des cas seul le faciès pouvait nous servir de guide. Soulignons cependant, que malgré ces circonstances défavorables,

il ne faut plus s'attendre à de grandes modifications, car ces séries à faciès flysch sont désormais datées dans leurs grandes lignes ; on sait, de façon certaine, qu'il s'agit de niveaux compris entre le Tithonique et l'Albien supérieur.

2) Les séries marneuses.

Tout le Crétacé supérieur et une grande partie du Tertiaire se présentent sous un faciès marneux. Ces marnes ne contiennent habituellement pas de macrofaune ; leur faciès est souvent uniforme sur une très grande épaisseur ; la ressemblance arrive à être complète entre plusieurs étages de sorte qu'il n'est pas rare de ne pas pouvoir distinguer les marnes du Crétacé de celles du Tertiaire.

La stratigraphie de ces terrains et leur cartographie n'auraient pu être établies sans l'emploi de la microfaune que presque tous les faciès marneux contiennent, au moins à certains niveaux.

La micropaléontologie a donc été utilisée aussi intensément que possible, et grâce à son récent développement, de sérieux résultats ont pu être obtenus ; ils sont essentiellement dus à la compétence et à l'inlassable labeur de J. Magné, qui examina les Foraminifères de plus d'un millier de prélèvements de marnes. C'est grâce à ses déterminations que toutes les séries marneuses ont pu être datées, leur cartographie effectuée ou confirmée et par là même, que leur tectonique a pu être « débrouillée ».

Au cours de ce travail, nous nous contenterons d'utiliser sans les discuter, les conclusions de J. Magné qui a entrepris personnellement l'étude détaillée des microfaunes récoltées dans l'Ouarsenis ; il exposera et critiquera lui-même, dans des publications ultérieures, les considérations purement paléontologiques et stratigraphiques qu'il a pu tirer de ses recherches sur le matériel que nous avons récolté.

Ajoutons, à propos de l'efficacité encore quelquefois controversée des méthodes micropaléontologiques, que l'accord a toujours été complet entre macrofaune et microfaune, chaque fois que les vérifications ont pu être effectuées ; il convient sans doute d'utiliser avec circonspection toute échelle micropaléontologique qui n'a pas encore été confirmée par l'étude simultanée de la macrofaune ; mais, même lorsque la chronologie établie n'est pas absolue, mais relative, elle n'en fournit pas moins d'inestimables services.

L'emploi de la microfaune nous a donc beaucoup aidé ; il s'agit malheureusement d'un procédé d'étude qui n'est pas sans présenter quelques difficultés matérielles : l'échantillonnage d'une coupe fournit souvent des marnes azoïques ou indatables ; il faut alors,

lorsque les résultats de la première récolte sont connus, revenir sur le terrain pour échantillonner des faciès plus favorables.

Dans de nombreux cas, il faudrait donc pouvoir afin d'obtenir des certitudes absolues, entreprendre un échantillonnage très serré (parfois mètre par mètre). Mais il importerait alors de ramasser et de faire étudier rapidement des milliers de sacs de marnes : Or, c'est là une tâche qui n'aurait pu être entreprise que grâce à un laboratoire d'étude et à une équipe de spécialistes.

Ces circonstances expliquent aisément pour quelles raisons — purement matérielles — nous avons été amenés à limiter, en de multiples endroits, le nombre des prélèvements ; nous nous sommes alors exposés à des imperfections qui ne pourront être redressées que par des explorations plus minutieuses. L'analyse stratigraphique, et par suite l'analyse tectonique, n'ont donc pas pu être effectuées partout avec toute la précision souhaitable ; des études de détail restent donc à entreprendre.

3) Les complications structurales.

La tectonique chaotique affectant très souvent le Crétacé et le Tertiaire ne favorise pas l'établissement d'une stratigraphie fine. Nombreuses sont les coupes qui, très simples à première vue, révèlent, après analyse minutieuse, des terrains d'âges très différents en superposition anormale. Il n'est par exemple pas rare de trouver interstratifiés, dans une série crétacée, des bancs marneux appartenant au Miocène (voir fig. 157) ; ailleurs un niveau marneux interstratifié dans le flysch albien est daté du Danien...

Le principe de la superposition n'est donc presque pas utilisable ; dans certaines régions, c'est au contraire le principe opposé qui se vérifie : le Miocène y apparaît toujours *sous* le Crétacé. La fréquence des contacts anormaux, qui sont d'ailleurs, soulignons-le, presque toujours totalement invisibles dans les marnes, nous oblige en outre à entreprendre les descriptions stratigraphiques avec beaucoup de prudence ; on en est souvent réduit, pour rester objectif, à se demander si tel contact est stratigraphique ou tectonique ; il est alors impossible de conclure. Dans une région où l'on peut trouver, sur un espace de quelques mètres, du Crétacé, de l'Éocène, du Miocène et du Dévonien entremêlés dans n'importe quel ordre on comprend aisément que les études stratigraphiques et tectoniques doivent être menées de pair. Cette seule raison explique bien des imprécisions de l'échelle stratigraphique.

En un mot, malgré de nombreuses observations et l'emploi de méthodes modernes qui ont permis de poser, sinon de résoudre,

la plupart des problèmes stratigraphiques, ce travail ne propose qu'un premier essai objectif de synthèse qui ne saurait être considéré comme définitif en raison des quelques conditions défavorables exposées plus haut.

Le champ reste ouvert à quelques études de détail qu'il a fallu négliger ; nous avons préféré ne pas les aborder afin de ne pas entreprendre un travail trop spécialisé dans un sens stratigraphique ou tectonique.

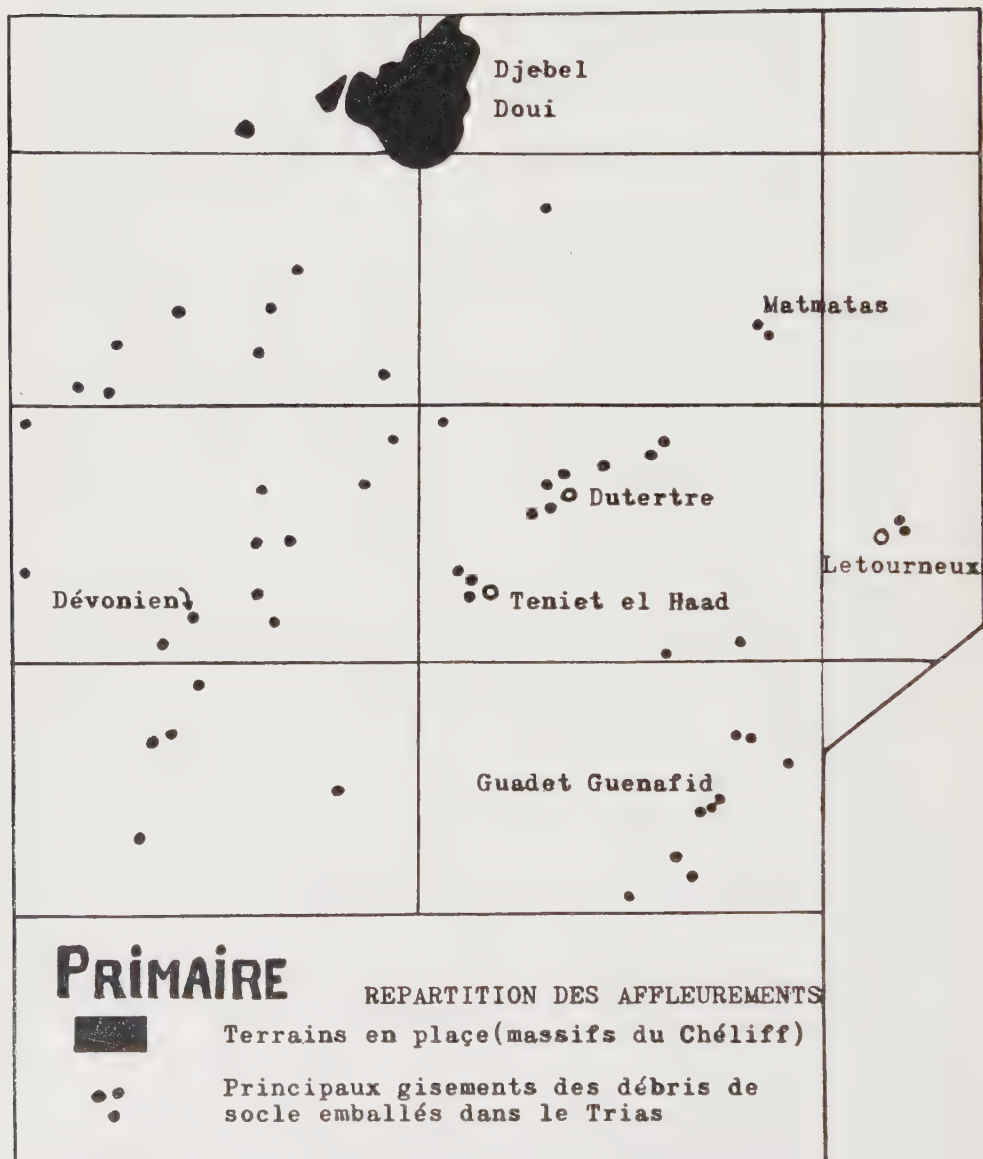


FIG. 6

LE PALÉOZOÏQUE

La stratigraphie du Primaire algérien n'est encore que très peu connue, même dans les régions littorales où le socle paléozoïque apparaît sur de vastes surfaces. Dans ces conditions on comprend que dans le massif de l'Ouarsenis, où les pointements de Primaire sont rares, les résultats restent extrêmement fragmentaires.

Ce chapitre sera donc essentiellement descriptif ; il nous permettra surtout de poser des problèmes.

A. INTRODUCTION

De notables affleurements de Primaire n'apparaissent guère que dans les massifs du Chélib c'est-à-dire en bordure de notre région d'étude. On trouve par contre, dans tout l'Ouarsenis, emballés dans le complexe triasique, des copeaux de dimensions très réduites, arrachés au socle anté-triasique (fig. 6).

Les affleurements de Primaire peuvent ainsi être répartis en deux catégories :

1) Le Primaire en place des massifs du Chélib.

On peut l'étudier sur plusieurs centaines de Km² ; bien qu'il n'ait jamais livré de fossiles, son âge est démontré par sa situation sous le Lias daté du Djebel Doui (f. 1/50.000 Miliana et Carnot). On conçoit facilement que cette absence de fossiles ait permis de nombreuses interprétations et discussions ; certains faciès ont ainsi pu être successivement attribués au Silurien et au Crétacé inférieur... Nous n'avons pas parcouru personnellement tout ce Paléozoïque ; en 1950-51, la partie située sur la feuille de Miliana fut étudiée en collaboration avec A. Caire et L. Glangeaud ; plus tard, quelques rapides incursions dans chacun des massifs du Chélib nous permirent d'apporter quelques précisions nouvelles.

Nous ne donnerons donc qu'un rapide aperçu de ce Primaire du Chélif, en insistant surtout sur les relations stratigraphiques qui furent si souvent discutées et qui ne sauraient manquer d'avoir une influence sur toute synthèse géologique du massif de l'Ouarsenis situé immédiatement au S. Nous renvoyons pour plus de détail aux derniers travaux de A. Caire, L. Glangeaud et M. Mattauer (1950-1952).

2) Le Primaire emballé dans le complexe triasique.

Il ne fournit que des affleurements très limités ; la dimension des blocs exotiques est souvent inférieure au mètre et ne dépasse généralement pas la dizaine de mètres.

On rencontre quelques rares lambeaux de roches sédimentaires ; les seuls fossiles paléozoïques de l'Ouarsenis et même du Tell méridional algérien ont été fournis par un de ces lambeaux. Mais il eût fallu un temps infini pour étudier en détail tous ces chicots. Il s'agit en effet de faciès totalement azoïques qu'il est impossible de comparer avec des faciès de Paléozoïque en place : ce dernier est soit azoïque, soit situé trop loin de l'Ouarsenis pour autoriser des comparaisons valables ; de plus, ces blocs, de dimensions très réduites, sont emballés dans l'allochtone et sont par conséquent d'origine lointaine, voire inconnue.

Les témoins de cristallophyllien et d'éruptif sont beaucoup plus abondants que les copeaux de roches sédimentaires. Ils appellent sans doute dans tout l'Ouarsenis comme dans d'autres régions telliennes, une étude détaillée pour essayer de se faire une idée du substratum ancien. Cependant comme un pareil travail ne pourra pas prétendre reconstituer la nature et l'histoire du socle à l'aide de quelques faciès épars d'origine inconnue, nous nous sommes limités à un inventaire de tous les types rencontrés. Des monographies postérieures pourront aborder une pétrographie exhaustive ; celle-ci ne sera utile qu'une fois intégrée dans un travail global examinant tous les débris de Primaire de l'ensemble du complexe triasique tellien.

B. LE PRIMAIRE DES MASSIFS DU CHÉLIFF

1) HISTORIQUE

Connus depuis fort longtemps, les massifs du Chélif avaient donné lieu à des interprétations assez divergentes et n'avaient été étudiés que partiellement.

C'est que les choses ne sont pas simples ; d'une part parce que le Jurassique est très mal daté, d'autre part parce que les faciès du Primaire sont assez particuliers et peuvent être confondus avec ceux du Secondaire.

Les premières études sont très anciennes : Pomel étudiait déjà la région de Miliana en 1856-59 et publiait en 1873 un mémoire, accompagné d'une carte géologique au 1/200.000, consacrée à tout le territoire de la feuille de Miliana.

Gentil reprend cette étude plus en détail et lève les contours de la feuille au 1/50.000 de Miliana (1904). Il reconnaît l'âge primaire des schistes du Zaccar Chergui, et y note très justement la présence de terrains qu'il attribue avec prudence au Permien. Au N du Djebel Doui, il a le mérite d'attribuer le premier au Paléozoïque, les schistes et quartzites de Littré, que Pomel croyait crétacés ; il place tout aussi judicieusement les schistes conglomérats et quartzites, très développés dans le Doui, dans le même « Permien » qu'il avait défini dans le Zaccar. Il insiste sur l'analogie de ces formations primaires avec celles qu'il avait précédemment étudiées dans la région d'Oran. L'essentiel avait bien été observé, mais de multiples détails restaient à préciser ; la part des interprétations n'était pas toujours séparée de celle des observations.

L. Glangeaud (1932) étudie très rapidement le massif du Zaccar et de Littré. Mais en 1933 paraît une étude des massifs du Moyen Chélif due à P. Geoffroy. Toutes les formations, précédemment attribuées au Primaire et au Jurassique par Gentil, sont placées, par cet auteur révolutionnaire, dans le Néocomien, le Barrémien et l'Aptien ; la majorité de ses observations sont malheureusement tout à fait inexacts et ceci bien qu'il en affirme le caractère indiscutable et qu'il invoque des documents rigoureusement exacts. Ce géologue s'appuie en effet sur des données paléontologiques inexistantes ou inventées de toutes pièces ; lorsque des fossiles existent, il les interprète mal ; l'essentiel de son interprétation s'appuie en outre sur l'existence d'un passage latéral : les calcaires antérieurement attribués au Jurassique passeraient aux schistes qui étaient jusqu'alors rangés dans le Primaire ; l'auteur va jusqu'à appuyer son argumentation sur des photographies : l'une d'elles montrerait (1933, pl. I, fig. 3), « la disparition en biseau des calcaires (du Barrémien) dans une formation marneuse ». Mais l'examen des lieux montre indiscutablement que ce passage latéral n'existe pas et qu'on se trouve tout simplement en présence d'une coupe normale du Jurassique moyen et supérieur et du Néocomien. Quant aux marnes invoquées, il s'agit de l'Argovien offrant le faciès classique de marnes lie de vin (voir p. 75). Nous ne nous attarderons donc pas sur un travail qui, en raison de son apparence minutieuse et sérieuse, a complètement faussé les idées sur les massifs jurassiques et primaires du Chélif. Geoffroy avance en effet ses conclusions avec une assurance telle qu'on retint pendant quelques années l'essentiel de ses idées.

Dans de rapides études, L. Glangeaud et G. Bétier (1935-1937) tempèrent les résultats de Geoffroy mais admettent, à sa suite et faute d'études détaillées, l'âge secondaire d'une partie de la série volcanique du Doui et du Zaccar qui est en réalité d'âge primaire.

Il faut attendre les travaux de révision de la feuille de Miliana effectués en 1949-50 (A. Caire, L. Glangeaud et M. Mattauer) pour assister à la correction de toutes les erreurs de Geoffroy. Seul le problème des schistes de Littré ne put être résolu ; ces schistes ne furent attribués que provisoirement au Secondaire. Des observations récentes effectuées sur des territoires voisins nous ont permis de prouver l'âge primaire de cette

formation qui avait, il est vrai, déjà été attribuée au Silurien par Gentil, mais sans aucun argument autre que celui tiré de son faciès. Signalons que tous ces travaux seront complétés par une étude pétrographique des formations volcaniques qui a été entreprise par L. Glangeaud.

2) DESCRIPTION

Dans l'état actuel de nos connaissances, on peut distinguer dans le substratum anté-Jurassique des massifs du Chélif, et de bas en haut les cinq séries suivantes (voir fig. 6) :

- a) le socle cristallophyllien,
- b) la série schisto-calcaire de Littré,
- c) la série schisto-quartziteuse du Zaccar,
- d) la série volcanique du Zaccar et du Doui,
- e) la série schisto-gréseuse et conglomératique du Doui et du Zaccar.

a) Le socle cristallophyllien.

Découvert par L. Glangeaud il affleure très mal au Sud de Doui où l'on peut ramasser, le long d'une piste (en $x = 438,4$ $y = 321,2$), de belles pegmatites qui traversent un complexe métamorphique trop altéré pour être étudié.

Malgré ses dimensions restreintes et les difficultés d'observation, cet affleurement est très important ; il s'agit en effet du **seul pointement de socle cristallophyllien connu en place** dans les régions telliennes autres que littorales. C'est donc un jalon extrêmement intéressant ; il nous permet d'affirmer que le socle du Tell est au moins partiellement constitué de cristallophyllien.

L'âge de ce complexe métamorphique ne saurait évidemment être connu ; si l'on généralise la récente découverte de M. M. Durand Delga (1954) — qui lui a permis d'attribuer le cristallophyllien des massifs littoraux à l'anté-Gothlandien et de le rattacher plus précisément à une phase calédonienne ancienne, — on aurait là un témoin de Cambro-Ordovicien transformé. Mais il faut se souvenir que, dans l'Anti-Atlas et au Sahara, le métamorphisme est antécambrien et rien ne permet pour le moment de rattacher avec certitude ce lambeau à l'une ou l'autre phase de métamorphisme.

b) La série schisto-quartziteuse du Zaccar.

Cette série est composée de dépôts totalement azoïques, qui apparaissent dans le Zaccar Chergui sous une série volcanique (A. Caire, L. Glangeaud, M. Mattauer, 1951). Deux principaux faciès s'y distinguent dont le deuxième se rattache peut être à la série volcanique suivante.

On rencontre d'abord une série de schistes verdâtres, feuilletés, légèrement métamorphiques et traversés par des intrusions de dolérites ; ils sont surmontés normalement ou par l'intermédiaire d'une discordance, par une série grés-quartziteuse blanche contenant quelques lentilles de schistes noirs.

Il est impossible d'avoir une idée de l'âge de cette formation ; peut-être s'agit-il de Carbonifère.

c) La série schisto-calcaire de Littré.

Elle tire son nom du massif de Littré où elle offre de vastes affleurements. Cette formation se retrouve cependant dans le massif du Doui, de Rouina et de Lamartine. Ce sont des schistes d'un faciès extrêmement uniforme, à patine gris-verdâtre, toujours très feuilletés ; quelques bancs de quartzites s'y intercalent localement ; très finement détritiques et devenant parfois légèrement calcaires, les schistes sont toujours absolument azoïques et plusieurs journées de recherches ne nous ont fourni aucune trace de fossiles. Dans le massif de Lamartine, l'abondance relative des intercalations quartziteuses donne à la série une allure de flysch qui ressemble alors parfaitement aux séries schisteuses crétacées.

A Littré, la tectonique de cette série est très simple ; il s'agit d'un monoclinal affectant près de 1.500 m. de sédiments (fig. 143). Le sommet de cet ensemble se charge progressivement de calcaires ; les schistes deviennent, en même temps que plus calcaires, moins feuilletés, et passent insensiblement à de gros bancs calcaires ; ceux-ci ne sont cependant jamais francs. Ils se noient en outre rapidement vers le haut dans une série schisto-calcaire analogue à celle de la base.

Ces calcaires ressemblent beaucoup aux calcaires jurassiques des massifs du Chéiff auxquels ils avaient toujours été attribués. Les schistes sous-jacents avaient été attribués d'abord au Silurien par Gentil puis au Secondaire.

L'âge primaire des schistes de Littré ressort incontestablement de leur position sous le Jurassique du massif de Lamartine. On observe en effet dans ce dernier, et particulièrement dans la carrière exploitée à la sortie N de Lamartine, une discordance angulaire très nette entre les cargneules, dolomies et calcaires de l'Infralias ou du Trias et les schistes de Littré (fig. 14) ; ceux-ci sont remaniés à la base des niveaux dolomitiques. Cette superposition se retrouve dans le massif du Témoulga.

d) La série volcanique du Zaccar et du Doui.

Le sommet de la série schisto-gréseuse du Zaccar se charge de schistes noirs qui contiennent des intercalations de tufs rhyolitiques blancs ; ces premières manifestations volcaniques s'accroissent ensuite brusquement et l'on passe à une série volcanique où l'on rencontre outre des tufs et des brèches volcaniques des roches d'épanchement vitreuses, des intrusions de rhyolitoïdes, d'andésites de dacitoïdes, des dolérites andésiniques (L. Glangeaud 1952). Ce complexe volcanique se retrouve avec des faciès tout à fait analogues dans le Djebel Doui ; mais là il repose, (peut-être en discordance ?) sur la série schisto-calcaire de Littré. Tout cet ensemble a été fortement modifié par des actions pneumatolytiques et hydrothermales.

e) La série schisto-gréseuse et conglomératique du Doui et du Zaccar.

Le complexe volcanique est partout surmonté par une série apparemment concordante de faciès très caractéristiques. Il s'agit de schistes violacés ou lie de vin, irrégulièrement chargés de bancs parfois épais (plus de 10 m.) de grès-quartzites roses et de conglomérats à ciment quartzeux où prédominent les galets de quartz rose. Des filonnets de fer oligiste sillonnent souvent cette série.

3) CONCLUSIONS

En l'absence d'arguments paléontologiques, il est impossible de connaître l'âge précis de toutes les séries de la zone du Chélif.

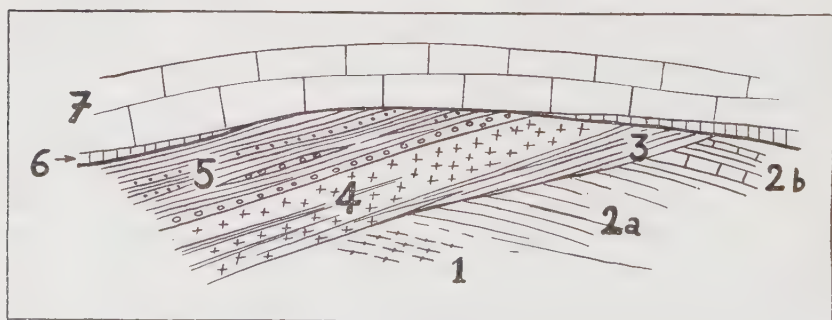


FIG. 7. — Coupe synthétique montrant les relations entre les différentes séries du Primaire du Chélif. 1 : Cristallophyllien. 2 : Série de Littré (2a : schistes ; 2b : calcaires). 3 : Série schisto-quartziteuse du Zaccar. 4 : Série volcanique du Zaccar et du Doui. 5 : Série schisto-gréseuse et conglomératique du Zaccar et du Doui. 6 : Trias. 7 : Jurassique.

Parmi les dépôts anté-triasiques de la Berbérie, on trouve cependant des faciès qui se rapprochent de ceux qui ont été étudiés ici ; c'est donc par comparaison que l'on peut se faire une idée de l'âge des différentes séries.

a) Les séries schisto-gréso-conglomératiques et volcaniques du Zaccar et du Doui.

On sait que les manifestations volcaniques ne sont généralement pas limitées à une région restreinte ; il s'agit habituellement de phénomènes à grande échelle que l'on retrouve sur de vastes distances. Il est donc logique, pour tenter de connaître l'âge de la série volcanique du Zaccar et du Doui, de la comparer avec celles qui sont connues en Algérie et en Berbérie, dans des situations analogues.

Or on ne connaît, en Afrique du Nord, que deux épisodes volcaniques anté-triasiques¹ qui puissent être comparés à celui des massifs du Chélif, celui du Permo-Trias et celui du Viséen.

Le volcanisme « permo-triasique » est bien connu dans tout le Maroc (Termier 1949) ; il se manifeste en général par des basaltes doléritiques à grains fins et à plages vitreuses ; ces laves sont le plus souvent transformées et très altérées ; il s'agirait de coulées du type islandais.

Ces basaltes se retrouvent avec les mêmes caractères en Algérie occidentale où ils ont été étudiés par G. Lucas (1941). Plus à l'Est ils ne sont plus connus en place, mais l'on trouve, emballés dans la majeure partie des affleurements gypso-salins triasiques, de très nombreux blocs de dimensions réduites, de dolérites, de basaltes et surtout d'ophites qui appartenaient sans nul doute, avant l'intervention des phénomènes tectoniques, à la même manifestation volcanique.

Le volcanisme viséen est bien différent. Il a été minutieusement étudié dans le massif de Tifrit et de Ghar Rouban (Algérie orientale) par G. Lucas (1942-1952) et B. Owodenco (1946). A Tifrit, massif le plus proche (150 km), on rencontre des poudingues, des brèches volcaniques, des basaltes, des rhyolites et des microgranites (Lucas 1952) ; toute cette série est discordante sur le Dévonien et le Silurien.

Dans le massif de Ghar Rouban, le complexe volcanique commence au Viséen supérieur, avec des dacites recouvertes de sédiments alternant avec des tufs, des brèches volcaniques, des coulées de dacites ou de basaltes (Lucas 1952). Dans le bassin de Djerada on rencontre au-dessus et en concordance 200 m de Namurien schisteux et détritique, et près de 500 m de Westphalien, schisteux, gréseux, conglomératique où apparaissent des couches de houille et des niveaux marins.

Bien qu'une étude pétrographique détaillée de la série volcanique du Doui et du Zaccar reste à faire, il nous semble que celle-ci doive

1. Les venues éruptives ordoviciennes que l'on rencontre dans beaucoup de régions méditerranéennes ne peuvent que difficilement être invoquées.

être rattachée au Viséen avec lequel elle présente le plus d'analogies. Jamais en particulier n'a été signalée dans le Permo-Trias une alternance de tufs rhyolitiques blancs et de schistes noirs (Zaccar) ; on n'y connaît pas plus le type de rhyolites et de brèches volcaniques qui affleurent si largement dans le Zaccar et le Doui. Que représente, dans cette hypothèse, la série schisto-grés-conglomératique superposée à la série volcanique ? Le Trias n'y est certainement pas ou peu représenté, puisqu'il se présente, aux environs immédiats, sous des faciès tout différents ; il s'agit donc essentiellement de Permo-Carbonifère.

Remarquons d'ailleurs que l'on retrouve dans le massif d'Oran et dans les monts des Trara (Gentil 1902) une série schisto-conglomératique tout à fait analogue à celle du Chélif ; or là aussi le Trias ne saurait exister sous cette série. Il s'agit encore de « Permo-Carbonifère » ou de « Permo-Trias » comme l'admettait déjà Gentil, qui rattachait de ce fait, par comparaison, les coulées du Zaccar et du Doui aux épanchements permien.

b) La série schisto-calcaire de Littré.

Comme la série volcanique du Doui repose, semble-t-il en discordance, sur la série de Littré, il est logique d'attribuer cette dernière au Siluro-Dévonien.

En raison de ses faciès assez proches de ceux du Dévonien à Tentaculites du Chenoua, et du Dévonien fossilifère associé au Trias découvert dans l'Ouarsenis (p. 51), nous l'attribuerons provisoirement au Dévonien.

c) La série schisto-quartziteuse du Zaccar.

Si aucune discordance ne la sépare de la série volcanique, il s'agit probablement encore de Carbonifère, mais l'existence de termes plus anciens ne peut être exclue.

C. LE PRIMAIRE EMBALLÉ DANS LE COMPLEXE TRIASIQUE

Presque tous les affleurements de Trias contiennent des débris du socle anté-triasique. Leur taille est quelquefois inférieure au m³. Il est donc impossible de les passer tous en revue. Nous n'en examinerons que les plus typiques.

1) LES DÉBRIS DE SÉDIMENTAIRE

a) Le Dévonien inférieur de l'Oued Batane (f. El Meddad, x = 418,85, y = 287,35).

C'est un bloc de dimensions réduites (il a environ 10 m. de côté)

jalonnant avec de rares cargneules et dolomies triasiques un contact anormal amenant du Bartonien et du Sénonien sur de l'Albien (Mattauer, 1956c).

Le faciès est essentiellement schisteux ; les schistes offrent une patine gris verdâtre mais sont sombres en cassure. Quelques bancs calcaires s'y intercalent ; ils sont très recristallisés ; on y reconnaît cependant de nombreux fossiles qui sont plus rares dans les lits schisteux. Parmi eux Mlle D. Le Maître a reconnu :

des Bryozoaires dont des Fenestellidés,
de nombreux *Spirorbis*,
Tentaculites e. g. schlotheimi Koken,
Spirifer trigeri de Vern.,
Spirifer e. g. primaevus Steininger,
de petits Spirifers rapportés avec doute à *S. e.g. primaevus*,
Spirifer e.g. hystericus Schlotheim,
Stropheodonla e.g. sedgwicki A. et V.,
cf. Orthotetina (Schellwienella) hipponyx major Fuchs,
d'autres débris d'Orthotétinés.

Il s'agit donc de Dévonien inférieur. Remarquons que ce Dévonien est le seul lambeau de Paléozoïque fossilifère jamais découvert dans le complexe triasique du Tell algérien ; c'est en outre un des premiers témoins de Dévonien certain découvert dans tout le Tell algérien, car les lambeaux de Dévonien qu'on pensait avoir découvert dans les régions littorales (H. et G. Termier, 1950) restent discutables (M. Durand Delga, 1954, p. 127) en dehors de celui du Chénoua.

Notons qu'au Maroc la nappe prériétaire avait déjà fourni des lambeaux de Primaire fossilifère ; il s'agit cependant de niveaux beaucoup plus récents puisque ce sont des schistes à *Annularia* du Westphalien ou du Stéphanien (Marçais 1937).

b) Les schistes, Radiolarites et calcaires oolithiques du Guadet Guenafid (f. Taine, x = 458,5 y = 269,3).

Sur la feuille de Taine apparaît une énorme masse de Trias qui repose, avec un pendage très faible, sur du Miocène, de l'Oligocène et du Bartonien.

De nombreux blocs exotiques à patine sombre pointent au milieu des affleurements blanchâtres de gypse. Les dimensions de l'un des blocs sont considérables ; il s'agit en effet d'un lambeau d'une cinquantaine de mètres de large, où l'on peut mesurer une série subverticale d'environ 120 m de puissance.

La coupe représentée sur la figure 9 montre les faciès suivants :

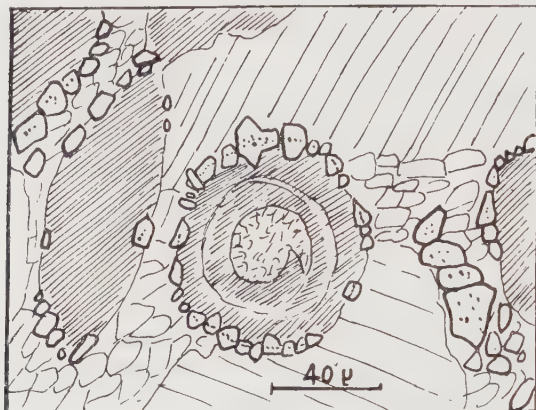


FIG. 8. — Les calcaires du Guadet Guenafid. En traits forts : cristaux de néo-formation (quartz et feldspaths). Le reste est formé de calcite ; on devine une oolithe au centre de laquelle se trouve un débris de fossile.

1) grès siliceux, fins, bruns, très finement stratifiés et rubannés, avec minces lits et Radiolarites ; quelques lits de silex bleutés ;

2) roche siliceuse à grain très fin, rubannée et très finement stratifiée, de couleur jaune clair à brune, quelques rares Radiolaires ;

3) schistes siliceux, vert clair, compacts et très durs, à vermiculures ; ces schistes passent progressivement à 1 et 2 ;

4) calcaire oolithique et à débris. De très nombreux cristaux de néoformation, de feldspath et surtout de quartz, altèrent l'aspect initial de la roche (fig. 8). On reconnaît cependant des galets ainsi que des oolites dont ne subsistent souvent que les fantômes ; ces oolites entourent souvent des débris de fossiles ; dans la pâte apparaissent quelques rares débris de Bivalves, d'Echinides (?) ; nous avons en outre remarqué un Foraminifère indéterminable.

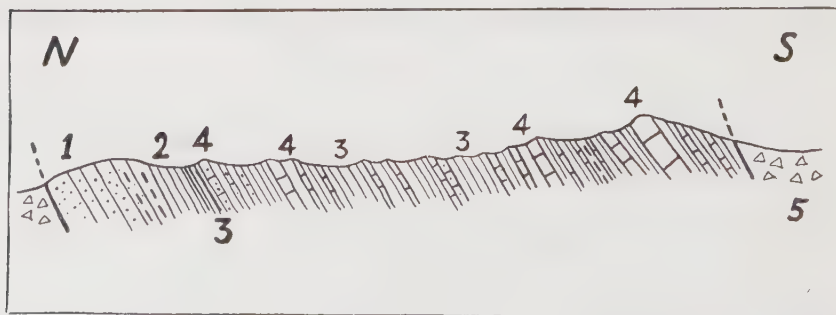


FIG. 9. — Coupe de la formation de Guadet Guenafid
1, 2, 3, 4 : voir texte ; 5 : complexe triasique.

Age de cette série

Aucun fossile ne permet de dater cette série. Seul le cachet est nettement primaire, mais il faut remarquer que de tels faciès n'ont jusqu'à présent pas été signalés en Algérie. Peut-être s'agirait-il d'un faciès spécial de Permo-Carbonifère ?

c) Les schistes et les brèches des Matmatas.

La grosse masse triasique affleurant à l'W du marché des Matmatas (f. Pont du Caïd) contient de très nombreux blocs exotiques. Parmi eux on remarque :

- un lambeau de schistes gris-noir, azoïques (vers $x = 462,5$, $y = 306,3$)
- des blocs d'une brèche à ciment sériciteux et à éléments très anguleux parmi lesquels on reconnaît : plusieurs variétés de granite et des schistes métamorphiques.

d) Les schistes violets et quartzites roses du Trias de Marbot.

En $x = 454$, $2 y = 297$, 9 (f. Teniet el Haad), on rencontre un bloc de quelques dizaines de mètres de côté dont les faciès sont absolument identiques à ceux de la série schisto-quartziteuse du Zaccar et du Doui que nous avons attribuée au Permo-Carbonifère.

2) LES DÉBRIS DE CRISTALLOPHYLLIEN ET D'ÉRUPTIF

Nous nous contenterons de faire un rapide inventaire des faciès rencontrés, en soulignant au passage quels sont les problèmes posés.

a) Gneiss.

Il s'agit généralement de gneiss à deux micas, la muscovite étant cependant la plus abondante ; les grenats sont très fréquents.

Signalons les principaux gisements suivants :

f. Teniet el Haad

En $x = 446,85$ $y = 294,85$ on trouve emballé dans le Trias, un bloc d'une trentaine de mètres de long ; c'est probablement ce lambeau que L. Gentil a étudié dans sa thèse (1902, pp. 71-72).

f. Pont du Caïd

Blocs épars en $x = 446,0$ $y = 315,8$.

f. Taine

Blocs épars vers $x = 443$, $y = 274,4$. Nombreux chicots d'une roche vert sombre, à beaux grenats verts, vers $x = 460$, $y = 269,5$.

f. Letourneux

Blocs dans le Trias situé au NE de cette localité ; L. Gentil (1902, p. 75) en a donné une description.

b) Micascistes.

En $x = 274,0$ $y = 461$, 1 (f. Taine), on observe un affleurement minuscule (quelques mètres) mais fort intéressant. On y remarque en effet une alternance de niveaux quartzo-feldspathiques très clairs et de lits schisteux sombres, riches en chlorite. La série qui fut soumise au métamorphisme contenait donc vraisemblablement des intercalations gréseuses.

c) Cipolins.

Il est possible que certains calcaires à dipyre, quartz, albite, leuchtenbergite,... appartiennent au cristallophyllien et non au Trias.

d) Granite, granulite, diorite, gabbro.

Ces roches sont abondantes dans de très nombreux affleurements de Trias et plus particulièrement :

- dans le Trias situé au NE de Letourneux,
- aux environs immédiats de Teniet el Haad (NE). Signalons à ce propos qu'en $x = 438,75$ $y = 286,7$, un gros lambeau de diorite (qui fut exploité en carrière) se trouve emballé, non pas dans le complexe triasique mais dans les marnes albo-cénomaniennes. Ces dernières ne sont jamais modifiées ; un contact mécanique limite toujours la diorite,
- aux environs de Dutertre (f. Teniet el Haad) vers $x = 446,5$, $y = 295,5$
- dans le bled Bouziza, vers $x = 450,7$ $y = 294,8$ etc...

Les variétés rencontrées sont nombreuses. L. Gentil (1902) a déjà signalé et décrit avec minutie les types suivants : granite à albite et amphibole, granite à muscovite, granite à amphibole, diorite quartzifère, diorite dipyrisée, diorite à dipyre, gabbro à amphibole dipyrisé... Il serait possible d'allonger cette liste. Comme L. Gentil l'a souligné, ces roches ont fréquemment subi d'importants écrasements ; leur structure est souvent cataclastique. Ce caractère est bien compréhensible quand on songe à leur situation tectonique.

On peut se demander s'il faut bien rattacher tout ce cortège de roches au socle antétriasique ? D'après L. Gentil (1902) seuls les blocs de granite et de cristallophyllien seraient antérieurs au Trias (p. 263) ; il pense en effet que « les roches basiques des gisements triasiques du Tell algérien sont d'âge secondaire » (p. 275) ; elles seraient intimement liées aux ophites dont personne ne discute plus l'âge secondaire.

Pour L. Glangeaud une grande partie des roches éruptives provenant des affleurements triasiques du Tell littoral algérois

appartiendrait au Secondaire (1932, p. 87), l'autre partie, dont essentiellement des blocs de cristallophyllien, étant emprunté au socle (p. 95).

Nous avons pour notre part également admis l'âge primaire des débris de cristallophyllien ainsi que l'âge secondaire des roches ophitiques. Nous pensons par contre que rien ne prouve que toutes les autres roches éruptives soient, comme les ophites, d'âge secondaire ; mis à part ces dernières, on n'a en effet jamais effectivement pu observer des roches éruptives de cet âge. Aussi proposons nous de rattacher la plus grande partie de ces roches éruptives au socle anté-triasique où il existe nous le savons, des faciès en tous points comparables.

Le problème de l'âge primaire ou secondaire de ces roches éruptives pourra d'ailleurs facilement être résolu, à l'aide de la nouvelle méthode des âges absolus.

D. LE PRIMAIRE EN GALET DANS LE MIOCÈNE INFÉRIEUR

Le Miocène inférieur de la nappe C contient des galets de Paléozoïque ; cette particularité mérite d'être signalée, car ces galets nous ont fourni des fossiles ce qui, nous l'avons vu, est extrêmement rare dans le Primaire de cette partie de l'Algérie.

Des calcaires gris-bleu à grain fin, provenant du Miocène situé à l'E de Dutertre (f. Teniet el Haad), en $x = 451$, $0 y = 293$, 85 contiennent en effet de très nombreuses *Tentaculites* (indéterminables parce que non dégagées) et de petits *Orthoceras* ; il s'agit donc d'Ordovicien ou de Dévonien.

Signalons que le socle primaire est très abondamment représenté dans le même conglomérat, dans celui des environs de Trolard Taza et dans celui de la klippe-graben du Djebel Tachta ; on y rencontre en effet de très nombreux galets arrachés à un socle cristallin qui n'affleure d'ailleurs plus actuellement sur le méridien envisagé et qui doit être caché par l'actuelle Méditerranée.

Parmi les roches rencontrées signalons : plusieurs variétés de granites, des pegmatites, des gneiss, des micaschistes et plusieurs types de schistes légèrement métamorphiques.

Soulignons que ces roches ne peuvent guère être remaniées du Trias (qui, on le sait, emballe des blocs de Paléozoïque). Une telle origine n'est en effet compatible ni avec la grande abondance de ces roches, ni avec l'absence de galets de roches triasiques.

E. CONCLUSIONS STRATIGRAPHIQUES

Le seuls fossiles primaires jamais découverts dans l'Ouarsenis — et dans tout le Tell non littoral — se trouvent d'une part dans un bloc de quelques centaines de m³ situé entre de l'Albien et du Sémono-Éocène, et d'autre part dans des galets de quelques cm³ d'un conglomérat miocène.

Cette situation réserve à elle seule la fragilité de nos connaissances sur le Primaire de cette partie du Tell.

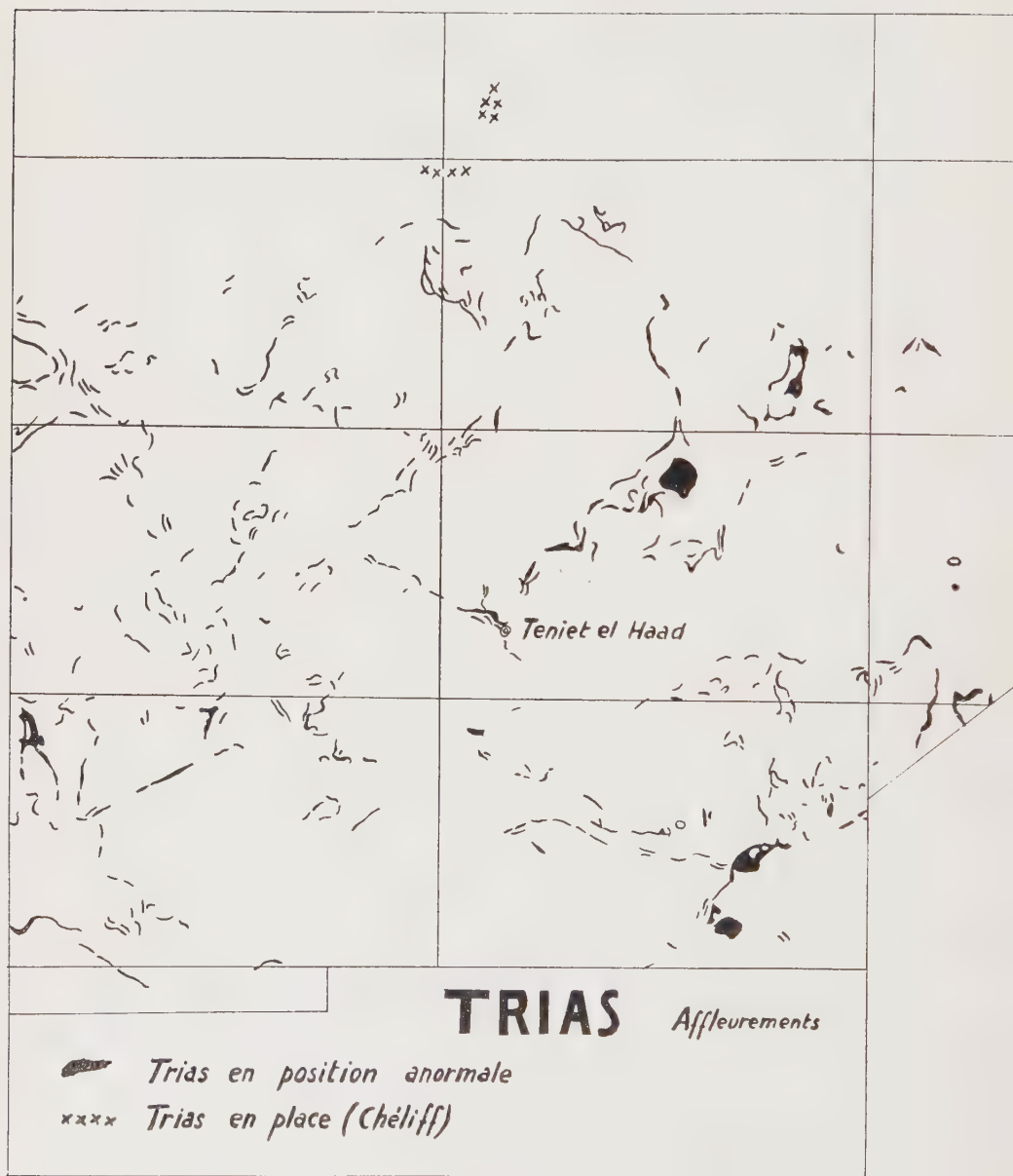


FIG. 10

CHAPITRE III

LE TRIAS

Au Trias correspond, en Algérie comme en Europe orientale, un cortège de dépôts à faciès très caractéristiques : gypse, sel, dolomies, cargneules, argiles bariolées, grès rouges... Mais dans les régions telliennes comme l'Ouarsenis, la stratigraphie détaillée des dépôts triasiques reste pratiquement inconnue ou du moins très difficile à établir.

Le Trias y apparaît en effet la plupart du temps en position anormale ; il est alors extrêmement disloqué et ses rapports avec le socle paléozoïque n'apparaissent jamais ; il ne livre en outre aucun reste fossile. On ne peut y relever que des coupes très partielles et tous les raccords restent hypothétiques.

On peut se demander comment, dans des conditions aussi défavorables, il est possible d'attribuer, avec certitude au Trias des formations azoïques essentiellement gypseuses, qui n'apparaissent presque jamais à leur place stratigraphique normale. De nombreuses raisons nous y incitent.

On trouve en effet, dans toute l'Afrique du Nord, un groupe de terrains qui, apparaissant toujours en position anormale, se présentent toujours sous des faciès identiques et tellement caractéristiques qu'il suffit d'avoir vu un seul affleurement du complexe triasique pour savoir le reconnaître partout ailleurs.

Ces formations sont composées de gypse emballant des cargneules, des dolomies et dans certaines régions, des blocs de dimensions réduites arrachés tant au socle primaire qu'à la couverture post-triasique. Or certains des blocs calcaires ont fourni dans le Constantinois (Fallot 1942), des fossiles triasiques tels que : *Myophoria vulgaris* Schloth., *Myophoria intermedia* v. Schaur et *Gervilleia Joleaudi* M. Schmidt, *Liugula tenuissima* Bronn., *Modiola minuta* Schloth. Ceux-ci ne démontrent sans doute pas formellement que l'âge des nombreux autres faciès les accompagnant (gypse, cargneules et dolomies) soit aussi triasique ; ceci est cependant très probable dans tout le Tell. On connaît en effet parfaitement dans toutes les régions telliennes, la série stratigraphique anté- et surtout post-triasique ; or, jamais ne s'y rencontrent des faciès se rapprochant de ceux du Trias¹ ;

1. D'après les récents travaux de Bolze (1954) il n'en serait pas de même en Tunisie.

aucune confusion n'est donc possible et le complexe gypso-salin et dolomitique du Tell appartient bien au Trias. Cette attribution est d'autant plus vraisemblable qu'on a récemment pu vérifier, en de rares endroits il est vrai, que des niveaux de gypse, d'argiles, de dolomies et de cargneules s'intercalent bien normalement entre le socle primaire et les calcaires jurassiques (sondage SCH, chott Chergui) ; de plus, dans les massifs du Chélif, c'est entre le Paléozoïque et le Lias qu'apparaissent en place des dolomies et cargneules à faciès triasique.

Mais si l'on ne peut plus discuter l'âge triasique de ces formations, il est actuellement à peu près impossible de dater avec précision les différents faciès qu'on y rencontre, c'est-à-dire de tenter des reconstitutions paléogéographiques valables. Dans l'Ouarsenis, l'absence de fossiles, jointe à l'allure chaotique des affleurements, ne nous a malheureusement pas permis d'apporter des précisions nouvelles sur ces problèmes. Pour rester dans l'objectivité, notre étude ne sera donc que descriptive ; les conclusions ne pourront être que négatives ; elles ne feront qu'insister une nouvelle fois sur les problèmes qui restent à résoudre et sur la prudence dont devra s'entourer toute vue synthétique future.

A. HISTORIQUE

Les amas gypseux, de tout temps exploités par les populations locales, ne manquèrent pas d'attirer l'attention des premiers explorateurs, qui signalèrent rapidement (Nicaise 1870), les plus importants des affleurements triasiques ; ceux-ci furent d'ailleurs tous interprétés d'abord en « éruptif », puis en « diapir ». En 1902, Gentil étudiait les roches éruptives de quelques-uns de ces pointements « diapiriques » et notait la curieuse allure de certains d'entre eux (il remarquait en particulier la position en klippe du Trias situé au S de Letourneux). Dalloni signala ensuite de nombreux autres affleurements dont la carte géologique au 1/500.000 de l'Algérie (1952) donna une cartographie approximative. Mais seuls les levés détaillés que nous avons entrepris firent définitivement apparaître l'extraordinaire abondance et la si curieuse situation du Trias de l'Ouarsenis oriental (fig. 10).

B. DESCRIPTION DE QUELQUES FACIÈS ET DE QUELQUES AFFLEUREMENTS INTÉRESSANTS

1) LE TRIAS EN POSITION ANORMALE

a) Caractères généraux.

Dans les affleurements triasiques, on trouve très souvent à côté des faciès du cortège triasique (gypse, cargneules, dolomies), de nombreux débris arrachés au socle primaire et à la couverture post-triasique (en particulier au Jurassique). La dimension de ces blocs entremêlés de façon chaotique est très variable ; elle va de quelques cm à quelques dizaines de mètres ; la taille moyenne

est de l'ordre d'une dizaine de mètres et, chose curieuse, ce sont les blocs de Paléozoïque qui sont les plus importants puisqu'ils atteignent près de 150 m de puissance (p. 83). Toutes les masses rigides (calcaires, dolomies, etc...) sont limitées par des contacts anormaux et le contact avec des niveaux plus tendres (argiles, gypses) est toujours mécanique. Le seul de ces copeaux tectoniques qui ait pu être daté, a fourni des fossiles du Dévonien inférieur ! Un autre n'a fourni que des débris de Mollusques probablement jurassiques.

On comprend facilement, que dans ces conditions, il soit inutile de décrire en détail tous les affleurements triasiques : azoïques, ils ne pouvaient fournir que de maigres renseignements. Plutôt que de dresser un simple inventaire, nous nous sommes donc contenté d'étudier quelques faciès qui semblaient caractéristiques.

La proportion relative de chacun des constituants du Trias est très variable suivant les affleurements : les grosses masses triasiques sont, d'une façon générale, très gypseuses ; les affleurements moins importants, ceux qui, sous forme de bancs ou de lames, jalonnent les contacts anormaux, peuvent également être gypseux, mais ils sont souvent réduits à des dolomies et à des cargneules ; il n'est en outre pas rare de trouver des blocs de Paléozoïque isolés, autour desquels ne subsistent plus que des traces de gypses ou des cargneules triasiques (par exemple la diorite de Teniet el Haad, p. 86).

Signalons enfin que contrairement à ce qui se passe pour les nappes B et C les affleurements triasiques du Complexe A ne contiennent généralement que peu de gypse ; ils sont essentiellement constitués de calcaires, de dolomies et de cargneules.

b) Description sommaire de quelques constituants.

1) *Les calcaires et les dolomies.*

La plupart des affleurements importants de Trias sont parsemés de calcaires, de calcaires dolomitiques et de dolomies qui sont toujours réduits à l'état de blocs de petites dimensions. Il s'agit en général d'une roche très finement grenue, gris clair à gris-noir, quelquefois presque noire ; même lorsque la roche est massive, la stratification apparaît nettement en surface où l'altération superficielle dégage des lits, de grain variable, invisibles à la cassure. Très souvent de minces lits dolomitiques plus tendres sillonnent les dolomies massives et soulignent un pendage incohérent. Certaines dolomies prennent en surface un aspect de brèche, mais en raison de l'intense recristallisation, il est impossible de savoir

s'il s'agit de brèches sédimentaires ou métasomatiques ; notons qu'il n'est pas rare de trouver des calcaires « fétides ».

Il est fort possible qu'une partie de ces roches n'appartiennent en réalité plus au Trias mais à l'Infralias qui, lorsqu'il apparaît en place dans la région (massif culminant de l'Ouarsenis) ou à peine plus au Sud (Djebel Nador) (Deleau, 1948), se présente sous un faciès analogue. A première vue il semble cependant que les dolomies de l'Infralias soient moins noires et plus brunes.

2) *Les cargneules.*

Elles accompagnent tous les affleurements triasiques mais surtout ceux qui sont très calcaréo-dolomitiques. Jamais elles ne forment d'amas importants ; il s'agit habituellement de blocs de quelques m³ au maximum, de couleur brune ou jaunâtre ; malgré leur petite taille, ces blocs sont très précieux pour suivre les contacts anormaux jalonnés de Trias.

3) *Gypse.*

Il accompagne la plupart des pointements triasiques et arrive à constituer de véritables montagnes dont le modelé chaotique et la couleur blanchâtre attirent très vite l'attention, surtout lorsque des chicots de dolomies noires le parsèment. Il est généralement saccharoïde et blanc ; mais il n'est pas rare de trouver des bancs de gypse bien cristallisé et translucide ; il s'agit alors de lamelles de gypse, de quelques cm de longueur, s'enchevêtrant en des orientations quelconques. M. Dalloni y a signalé des indices d'hydrocarbures aux « environs » de Teniet el Haad (1922, p. 49).

Le gypse de maints affleurements est très bien stratifié ; il est cependant évident qu'il ne s'agit pas d'une stratification originelle ; le litage est toujours d'origine tectonique. Il apparaît très nettement dans les bancs de gypse qui jalonnent les contacts anormaux et la pseudo-stratification est alors parallèle à la surface de contact anormal. Des lits de quelques cm de gypse s'intercalent quelquefois dans des marnes et l'on serait tenté de penser qu'il s'agit d'une intercalation lagunaire au milieu des marnes marines ; mais on peut toujours prouver qu'il n'en est rien, car des blocs de dolomies, de cargneules et de roches primaires parsèment toujours ce filon gypseux ; il s'agit donc toujours d'un contact anormal jalonné de Trias. Tous les curieux modes de gisement du Trias ont une origine tectonique et seront étudiés dans le chapitre correspondant.

Le gypse s'altère en surface en une croûte sonore qu'il faut traverser pour atteindre la roche en place ; cette croûte semble jouer un rôle protecteur efficace contre l'érosion. De nombreux

reliefs sont en effet constitués par des affleurements de gypse et rien n'indique dans l'évolution morphologique du paysage que le gypse soit plus rapidement attaqué par l'érosion que les marnes environnantes.

Signalons à ce propos qu'il ne saurait être question d'expliquer la persistance des reliefs gypseux en supposant que le Trias continue à monter en « diapir » à l'époque actuelle ; le Trias étudié n'est jamais diapir, il apparaît au contraire très fréquemment sous forme de bancs horizontaux découpés par l'érosion.

Comme dans le reste de l'Algérie, le sel gemme accompagne probablement en profondeur le gypse qui doit lui-même passer à l'anhydrite ; les sources salées ne sont en effet pas rares et nombreux sont les « Oueds Melah » (salés) qui descendent des massifs gypseux, leurs eaux contiennent un très fort pourcentage en sels, en particulier en CINa facilement reconnaissable à la saveur ; ils déposent des efflorescences blanches qui craquent sous les pas et qui, lorsqu'elles ne font qu'imprégner les sédiments encore humides, engendrent des vases très molles et mobiles où l'on s'embourbe facilement. Dans le lit de tels oueds, aucune vie ne peut subsister ; les eaux sont complètement azoïques et ne sont évidemment pas utilisables.

Quelques sources sulfureuses semblent elles aussi être liées à la présence du gypse et de sels qui l'accompagnent, car elles se trouvent toujours à proximité d'affleurements triasiques, si réduits soient-ils.

C'est par exemple le cas de la « Pissotière », source qui, entre Teniet el Haad et Trolard Taza (en $x = 454,6$ $y = 281,1$) sort d'un petit massif gypseux. Elle a été aménagée sommairement et les indigènes y prennent des bains qui seraient efficaces. Signalons encore les sources sulfureuses situées aux environs de la maison forestière des Gros Pins en $x = 436$, $y = 299$ (f. Teniet el Haad) et celle qui, sur la feuille d'El Meddad, sort d'un Albien sillonné de Trias ($x = 278,05$ $y = 411,8$).

Le gypse triasique est partout utilisé par les indigènes. D'importantes exploitations entaillent en outre les montagnes de gypse du Djebel Ouanzil (E. de Marbot, vers $x = 458,4$ $y = 297,9$) et du SW du marché des Matmatas (feuille de Pont du Caïd en $x = 462,6$ $y = 306,0$).

4) Les grès blancs.

Ils apparaissent en blocs de dimensions très réduites (de l'ordre du m^3), mais méritent d'être signalés en raison de leur faciès très particulier et très facilement reconnaissable.

Il s'agit en effet de grès quartzeux très purs, rarement teintés en rose ou en brun, le plus souvent d'un blanc éclatant. Les élé-

ments de quartz sont translucides et montrent des restes de faces cristallines ; ils sont toujours très anguleux ; leur petite taille (quelques dixièmes de mm) reste homogène. Presque aucun ciment n'unit les éléments quartzeux, la roche est donc très friable et passe quelquefois à de véritables sables. Il s'y trouve peut-être des rares restes végétaux très mal conservés (*Equisetum* ?).

De minuscules rosettes nacrées accompagnent toujours ces grès ; il s'agit de Leuchtenbergite.

Les principaux gisements sont :

- feuille de Taine : Trias du Kef el Beida ($x = 443$, $y = 274,5$),
- feuille de Pont du Caïd : Trias du Douar Rhobbaza ($x = 439,5$, $y = 301,0$).

5) Les calcaires à minéraux.

Il n'est pas rare de trouver dans le Trias des blocs de : — calcaire crème à feldspaths et en particulier à albite ; celle-ci, de couleur claire, offre le plus souvent la macle du Roc tourné — calcaire à fines rosettes nacrées de leuchtenbergite, — calcaire à clinochlore, se présentant en mouches verdâtres, — calcaire à quartz bipyramidés, — calcaire à dipyre, quartz et plagioclase.

Très souvent tous ces minéraux ou plusieurs d'entre eux sont associés dans un même calcaire. Il est possible que certains de ces calcaires à minéraux ne soient pas triasiques, mais par exemple paléozoïques.

Ces minéraux sont-ils dus, comme on l'a longtemps admis, à un métamorphisme de contact des ophites « triasiques » ? Cette explication ne saurait être que très partielle en raison de la grande rareté des ophites dans l'Ouarsenis. Elle est d'ailleurs d'autant plus douteuse que, contrairement à ce que l'on croyait à la suite des traditionnels travaux de A. Lacroix, le rôle des ophites est tout à fait secondaire dans le métamorphisme des calcaires triasiques des Pyrénées.

Faut-il, dans ces conditions, penser qu'il s'agit de minéraux « authigènes » (Top Kaya, 1950) ? Nous ne pensons pas que cette hypothèse puisse tout expliquer. Il faut vraisemblablement invoquer un métamorphisme hydrothermal dont les effets auraient d'ailleurs pu être facilités, d'une part par la grande profondeur à laquelle ont été portés les sédiments triasiques au cours de l'évolution du Tell, d'autre part par la composition chimique particulière des niveaux triasiques.

6) Les minéraux.

La pyrite, l'oligiste, le soufre ne se trouvent qu'à l'état très

disséminé dans le complexe gypseux ou au sein des roches carbonatées. Ils ne constituent avec des cristaux de tourmaline, de dolomie et de quartz bipyramidés, que des curiosités minéralogiques.

Seule la barytine arrive à former des amas notables. Elle est toujours associée aux lames de dolomies et de cargneules qui jalonnent les contacts anormaux du complexe A ; jamais elle ne voisine avec le gypse ; sa gangue est souvent ferrugineuse ; la présence de cette barytine peut être expliquée par les circulations d'eaux bicarbonatées, alcalines et chlorurées (Lindgreen, 1933) le long des surfaces de contact anormal. Le plus important gisement de barytine se trouve vers $x = 447,9$ $y = 315,0$ (f. Pont du Caïd) où il s'agit d'un banc ayant quelques mètres de puissance sur quelques dizaines de mètres de longueur et en $x = 408,7$ $y = 304,0$ (f. Beni bou Douane).

7) Les argiles.

Elles ne se rencontrent qu'exceptionnellement. En $x = 451,9$ $y = 310,0$ il s'agit de niveaux compacts et violacés.

8) Les roches éruptives d'âge triasique.

Les « ophites » qui accompagnent si abondamment de nombreux affleurements triasiques du Tell sont très rares dans l'Ouarsenis. Seuls quelques blocs de dimensions très réduites (de l'ordre du m^3) parsèment quelquefois le complexe triasique. Ils ne nous permettent évidemment pas de résoudre le problème de l'âge de ces « ophites » (qui sont d'ailleurs toujours très altérées). Mais rien ne s'oppose à l'âge triasique de ces roches éruptives basiques.

c) Description de quelques coupes intéressantes.

Il serait possible d'établir des coupes détaillées dans de très nombreux blocs de dolomies ou de calcaires dolomitiques ; de telles descriptions ne présenteraient cependant qu'un intérêt très limité en raison de l'uniformité des faciès et de l'absence jusqu'à présent totale de fossiles.

Signalons cependant la position de quelques-uns des chicots dolomitiques les plus remarquables :

f. Pont du Caïd :

vers $x = 464$, $y = 302$

vers $x = 459,2$ $y = 301$

dans les grosses masses triasiques dont le centre se trouve vers :

$x = 462$, $y = 303,5$

$x = 462$, $y = 306$

en $x = 442,3$ $y = 306,8$

*f. Teniet el Haad :*en $x = 444$ $y = 291,8$ $x = 445,9$ $y = 292,5$ $x = 452,1$ $y = 296,8$ $x = 460,2$ $y = 282$ *f. Taine :*nombreux blocs au Guadet Guenafid (sommet en $x = 458,5$ $y = 268,2$)et au Djebel Tamanrabet (centre en $x = 457$ $y = 263,5$)en $x = 459,2$ $y = 272,2$ *f. El Meddad :* $x = 404,6$ $y = 283,8$ (au bord de la piste Molière - Hammam Sidi Slimane)*f. Bourbaki :*nombreux blocs dans la masse triasique, dont le centre se trouve vers $x = 405$ $y = 277,5$ au N du Kef N'Hal, vers $x = 405,5$ $y = 280$

dans la bande triasique qui coupe la route Vialar - Molière en

 $x = 404,2$ $y = 263,9$ $x = 410,7$ $y = 263,1$ $x = 429,5$ $y = 276$

Beaucoup plus rares sont les coupes partielles où apparaissent plusieurs faciès et où une ébauche de stratigraphie devient possible ; nous n'en n'avons rencontré que deux :

1) *Le Trias du Douar el Meddad.*

L'affleurement décrit apparaît dans une bande de Trias qui sillonne irrégulièrement des marnes oligocènes et lutétiennes (coin NE de la feuille de Bourbaki) ; il s'agit très vraisemblablement de Trias jalonnant un important contact anormal.

On peut relever en $x = 425,6$ $y = 279$, la coupe suivante (voir fig. 11) :

1) A la base, banc (30 cm) de calcaire dolomitique jaunâtre avec intercalation de grès calcaires, fins, violacés, contenant des galets très anguleux de calcaire dolomitique ; au-dessus, 1 m de grès calcaire violet, très finement stratifié ; parmi ces éléments on reconnaît du calcaire dolomitique.

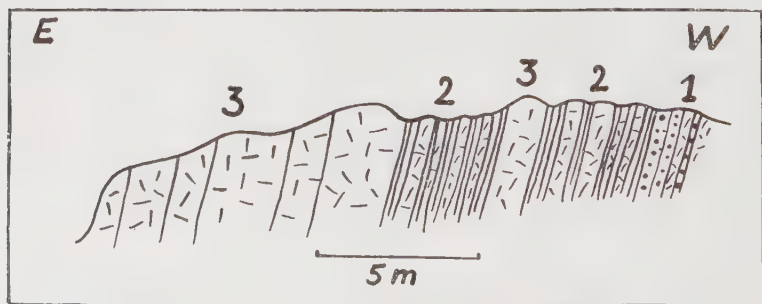


FIG. 11. — Coupe du Trias du Douar el Meddad
Les n^{os} renvoient au texte

2) Calcaire dolomitique gris clair, à nombreuses taches irrégulières, de couleur jaunâtre clair ou légèrement verdâtre, en petits bancs alternant avec des niveaux plus schisteux. La stratification est soulignée dans quelques bancs de calcaires dolomitiques par de fins débris organiques parmi lesquels se trouvent peut-être des Ostracodes et des radioles d'Oursins.

3) Calcaire dolomitique gris-bleu, en cassure, à patine plus claire ; cassure saccharoïde, avec niveaux de brèches à éléments très anguleux, en gros bancs.

2) *Le Trias du Kef el Beida.*

Une bonne coupe apparaît en $x = 443$, $y = 274,5$ (f. Taine) à l'intérieur du complexe triasique qui forme la semelle de la nappe C au Kef el Beida ; à côté du lambeau décrit ci-dessous, on rencontre des cargneules, du gypse, des grès blancs et des lambeaux du socle paléozoïque.

La coupe s'établit comme suit (voir fig. 12).

1) 1 m de grès calcaire violet, très finement lité, avec stratification entrecroisée ; à la base, niveaux bréchiques, à éléments anguleux de calcaires dolomitiques.

2) Calcaires dolomitiques, d'abord violacés, puis gris clair légèrement verdâtre à taches jaunâtres ou brunes, en bancs de 10 à 20 cm, avec intercalations schisteuses ; quelques bancs bréchiques gris bleu.

3) Calcaire dolomitique, gris-bleu, bréchique ; éléments très anguleux, noyés dans une pâte calciteuse jaune.

4) Calcaire dolomitique à patine grise, quelquefois bréchique, en petits bancs de 1 à 10 cm.

5) Calcaire dolomitique saccharoïde, gris, en gros bancs sans stratification visible ; nombreux niveaux bréchiques à ciment de calcite.

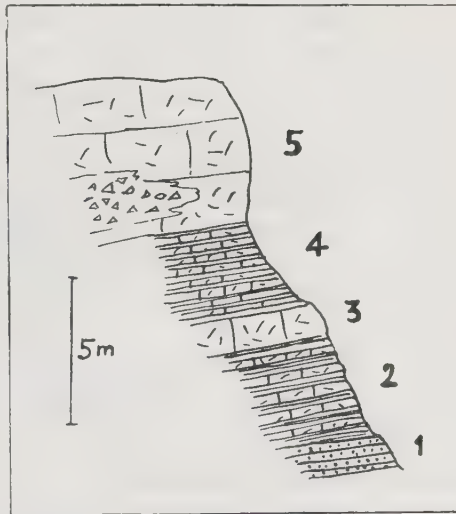


FIG. 12. — Coupe du Trias du Kef el Beida
Les n^{os} renvoient au texte.

2) LE TRIAS EN PLACE DES MASSIFS DU CHÉLIFF

A la base du Lias qui, dans les massifs du Chélib, repose sur le Paléozoïque, on trouve quelquefois des niveaux de dolomies et de cargneules ; celles-ci appartiennent très vraisemblablement au Trias ou à l'Infralias. Malgré leur puissance très réduite (0 à quelques m) l'importance de ces affleurements est grande ; il

s'agit en effet de niveaux transgressifs et discordants sur les différentes séries paléozoïques du Chélif et cette disposition montre que les dépôts triasiques, ailleurs si variés et si épais sont ici absents ou très réduits.

a) Le Trias du Djebel Doui.

A la base des calcaires jurassiques qui reposent sur le Primaire de la partie SE du Doui, on remarque des niveaux dolomitiques à faciès triasique, ou infraliasique.

Une coupe relevée en $x = 436,6$ y = 319 (f. Pont du Caïd) se présente comme suit (voir fig. 13) :

1) brèche de base, blanchâtre ; très nombreux éléments de pegmatite et de schistes violets de la série schisto-quartziteuse du Doui qui forme ici le substratum du Trias ;

2) cargneules brunes, bréchiques, avec éléments de même nature ;

3) calcaire brunâtre dolomitique et ferrugineux.

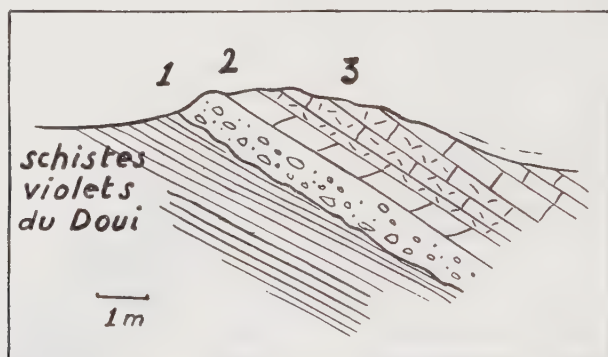


FIG. 13. — Coupe du Trias du Djebel Doui (voir texte).

b) Le Trias de Lamartine.

Des niveaux tout à fait analogues apparaissent à la base du Jurassique du petit massif de Lamartine et à la partie occidentale du massif de Témoulga (f. Orléansville). Les dolomies et cargneules, qui sont ici souvent minéralisées, reposent dans cette région en transgression et discordance sur les schistes de Littré. Cette disposition représentée sur la fig. 14 démontre l'âge primaire de la série de Littré.

C. CONCLUSIONS STRATIGRAPHIQUES

En raison de ses nombreuses complications structurales, le massif de l'Ouarsenis ne nous fournit que des renseignements

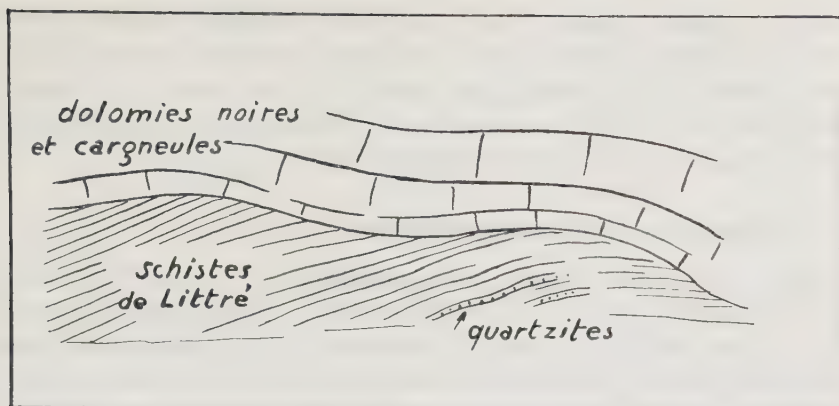


FIG. 14. — Le contact Trias — Primaire dans le massif de Lamartine

très fragmentaires sur la stratigraphie du Trias. Seul un inventaire des constituants du Trias est possible et seules des conclusions très générales peuvent être dégagées.

— Après la sédimentation du complexe schisto-gréseux peut-être « permo-carbonifère » et après une phase tectonique, d'effet variable mais toujours faible, s'est déposé le complexe triasique. Dans ce dernier on rencontre : du gypse, des dolomies, des calcaires dolomitiques, des calcaires, des cargneules, des grès blancs, des schistes violacés, des argiles violettes...

— Mis à part la superposition de dolomies sur des schistes violacés, visible en deux points, l'ordre de dépôt de tous ces faciès reste inconnu.

— La puissance de la série triasique était extrêmement variable ; on rencontre en effet, d'une part d'épaisses masses de gypse (en particulier Trias de la nappe B), d'autre part seulement quelques mètres de dolomies (massifs autochtones du Chélib).

Ces maigres conclusions stratigraphiques ne pourront être intégrées dans une synthèse paléogéographique, qu'en tenant compte des données tectoniques. Elles ne seront donc discutées que dans le chapitre des conclusions générales.

Examinons cependant pour terminer si les hypothèses générales qui ont été formulées sur le Trias du Tell tout entier trouvent ou non confirmations dans l'Ouarsenis.

1) A propos du complexe gypso-salin.

Ce complexe fut d'abord rattaché au Trias supérieur, par analogie avec le Keuper d'Europe orientale. On envisagea ensuite de l'attri-

buer au moins partiellement au Trias inférieur (Fallot, 1942, M. Durand-Delga, 1954). Aucun indice ne nous permet de discuter ces attributions, d'autant plus qu'on n'a pas encore pu caractériser dans l'Ouarsenis les calcaires médio-triasiques si bien représentés dans d'autres régions (Fallot, 1942).

2) A propos des faciès schisto-gréseux.

Dans un récent travail M. Durand-Delga (1954, p. 150), vient de soulever, à propos du Trias algérien, l'important problème concernant les faciès gréseux triasiques que l'on rencontre dans certaines parties du Tell, en particulier dans le Constantinois.

Mais les conclusions de cet auteur qui écrit : « en général dans le N de l'Algérie, le Trias paraît se terminer par des faciès gréseux souvent fort puissants » (p. 149), appellent, en ce qui concerne l'Ouarsenis, les remarques suivantes.

Nous n'avons jamais rencontré, emballés dans le Trias, d'épais faciès schisto-gréseux analogues à ceux du Constantinois ; rien ne permet donc de penser que de tels faciès existent dans la partie du Tell étudiée. On pourrait évidemment être tenté de leur rattacher la série schisto-quartziteuse du Zaccar et du Doui (voir fig. 7), qui, bien qu'apparaissant dans les massifs autochtones du Chélif, arrive à être emballé dans le Trias au même titre que d'autres débris du socle (p. 85) ; cette interprétation est cependant très peu vraisemblable puisque la série du Zaccar et du Doui passe progressivement vers le bas à une série volcanique probablement permo-carbonifère et qu'elle apparaît en tout cas certainement *sous* le Trias classique.

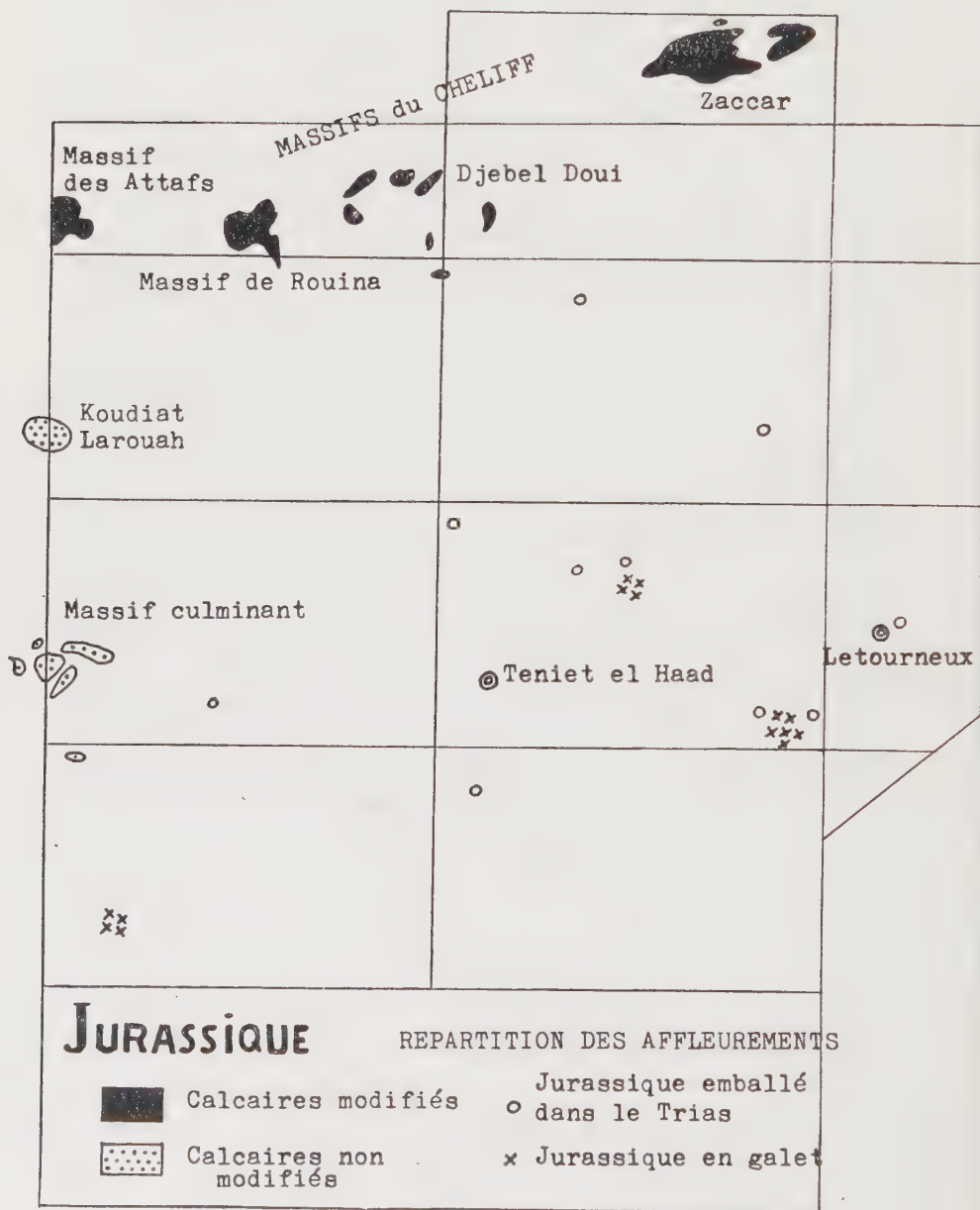


FIG. 15

LE JURASSIQUE

A la sédimentation si particulière du Trias succèdent d'épais dépôts carbonatés, souvent massifs et difficiles à dater. Ces masses surtout calcaires, jouent un rôle orographique et hydrologique important au milieu du massif essentiellement schisto-marneux de l'Ouarsenis.

Les principaux affleurements de Jurassique se rencontrent dans les régions suivantes (fig. 15) :

- **la zone du Chélib** (autochtone),
- **le Koudiat Larouah** (autochtone ?),
- **le massif culminant de l'Ouarsenis** (para-autochtone ?).

Le complexe triasique qui jalonne les contacts anormaux de l'allochtone contient lui aussi des copeaux de Jurassique : ceux-ci sont, il est vrai, toujours de taille réduite.

Le Miocène inférieur enfin nous fournit, dans les régions dépourvues d'affleurements de Jurassique, d'intéressants galets de Jurassique.

A. LE JURASSIQUE DES MASSIFS DU CHÉLIB

Comme les massifs jurassiques du Chélib sont situés à la périphérie de notre région d'étude, nous ne les avons pas personnellement étudiés en détail. Mais comme aucune synthèse valable ne saurait se passer des données essentielles que nous possédons sur cette importante partie du Tell nous avons pensé qu'il ne serait pas inutile de faire le point de nos connaissances ; nous insisterons en outre sur les nouvelles observations que nous avons pu entreprendre au cours de quelques rapides tournées.

1) HISTORIQUE

Les calcaires des massifs du Chélib situés entre des faciès paléozoïques et crétacés furent d'abord attribués au Crétacé inférieur (Pomel, 1875) puis au Jurassique (Gentil, 1902-1904), mais pendant très longtemps aucun fossile n'a permis de confirmer cette hypothèse. En 1936, P. Geoffroy

proposait son échelle stratigraphique fantaisiste qui rangeait, sur la base d'arguments sans valeur, les calcaires non plus dans le Jurassique, mais dans le Crétacé.

Beaucoup plus tard, un travail que nous avons effectué en 1949-50, en compagnie de L. Glangeaud et A. Caire (1951, 1952) permettait de prouver l'âge jurassique des calcaires du Chélif, grâce à la découverte d'un Polypier appartenant au genre *Procycolites* ou *Thecoseris* à la base des calcaires du Djebel Doui ; l'ordre de superposition de quelques faciès était en outre précisé (1951). En 1955, de rapides tournées nous permirent de caractériser pour la première fois dans cette zone du Chélif (plus précisément dans le massif de Rouina et des Attafs), le Dogger, l'Argovien et le Tithonique (Mattauer, 1956b).

2) CARACTÈRES GÉNÉRAUX

Les calcaires jurassiques du Chélif ont été très modifiés par l'action conjuguée d'un léger métamorphisme, de phénomènes de métasomatose, et de nombreuses minéralisations. Ils sont la plupart du temps très recristallisés, et passent dans le Zaccar à de véritables cipolins. Ces circonstances expliquent à elles seules l'absence presque totale de macrofossiles et à plus forte raison de microfossiles, et par là même la fragilité de nos connaissances. A ces conditions défavorables purement pétrographiques, s'ajoutent de malheureuses circonstances paléogéographiques ; dans les massifs du Chélif, principalement dans celui du Zaccar, apparaissent en effet des faciès qui sont inconnus dans les régions voisines, et ce caractère est d'autant plus gênant que partout ailleurs en Algérie, le Jurassique semble offrir une coupe lithologique type assez facilement reconnaissable.

On se heurte donc, au cours de l'étude du Jurassique du Chélif, à de sérieuses difficultés dont on ne pourra venir à bout qu'après de minutieux travaux de détail qui seuls pourront pallier la rareté des documents paléontologiques.

3) LE MASSIF DU ZACCAR

(voir carte géologique au 1/50.000 de Miliana, 2^e édit., 1952, et A. Caire, L. Glangeaud, M. Mattauer, 1950)

Les calcaires du Zaccar, discordants et transgressifs sur le Primaire avec localement un conglomérat de base, n'ont jamais fourni aucune trace de fossile ; ils appartiennent cependant très vraisemblablement au Jurassique, d'une part parce qu'ils reposent sur du Paléozoïque (Zaccar Chergui), d'autre part parce qu'ils sont recouverts par du Néocomien à Aptychus et débris d'Ammonites au N et au S du massif.

Les calcaires francs du Zaccar, à l'intérieur desquels il serait

vain de proposer pour le moment des repères lithologiques¹, sont couronnés à l'W (Sidi Medjahed) et au N (Kef Tazrout) par des faciès schisto-calcaires à Radiolaires. Ceux-ci ont été attribués au Néocomien (1951), mais il pourrait autant s'agir de Lias supérieur ou encore plus vraisemblablement de Malm. Quant aux grès-quartzites à débris de plantes apparaissant au Tazrout, ils sont peut-être à rapprocher des grès du Dogger connus au massif culminant de l'Ouarsenis, mais rien ne permet encore de retenir cette hypothèse.

4) LE DJEBEL DOUI

Un conglomérat de base, remaniant les séries volcaniques et schisto-gréseuses sous-jacentes souligne dans le Doui le caractère transgressif des calcaires jurassiques. A la base de ceux-ci, on trouve, dans la partie SW du massif, les dolomies, cagneules et calcaires dolomitiques, plus ou moins bréchiques, qui appartiennent soit au Trias, soit à l'Infralias (voir p. 68).

Dans la partie septentrionale, au Sud de Duperré, les calcaires sont francs dès leur base, et localement conglomératiques; ils ont fourni au Kef Debouz des encrines et un polypier liasique appartenant au genre *Procycolites* ou *Thecoseris*. Plus à l'W, particulièrement aux environs du Marabout Sidi Slimane ($x = 427,8$ $y = 323,5$) apparaissent d'autres faciès; bien que toujours très transformée, la série y est marno-calcaire et offre des faciès inconnus plus à l'E (Doui et Zaccar); sous le Marabout même il s'agit très probablement des marnes schisteuses lie de vin de l'Argovien (s. lato) et des calcaires plus ou moins détritiques du sommet du Dogger ou de la base de l'Argovien.

5) MASSIF DE ROUINA ET DES ATTAFS

De rapides tournées nous ont permis d'y découvrir des faciès qui s'intègrent cette fois assez parfaitement dans la série lithologique-type du Jurassique algérien.

On peut en effet relever de haut en bas, sur le flanc W du massif de Rouina, et sous l'ancien télégraphe, la coupe suivante (base de la coupe en $x = 418,2$ $y = 323,2$) (fig. 16) :

7) Calcaires marneux et marnes schisteuses dont le sommet a livré des pyriteux, spécifiquement indéterminables, mais à cachet nettement néocomien. Ce gisement découvert personnellement en 1951 semble être identique à celui que signalait Brives (1925b, p. 557); il est situé en

1. Gentil (1904) croyait pouvoir distinguer à la base des calcaires compacts et au sommet des calcaires en dalles.

$x = 417,85$ $y = 323,5$. Vers la base la série est plus calcaire ; elle a fourni à J. Magné une association micropaléontologique du Tithonique-Berriasien avec quelques individus de :

Calpionella alpina
 — *elliptica*
 — sp.

6) Calcaires en petits bancs, à patine très claire (crème à jaunâtre), avec intercalations plus marneuses (une partie des affleurements n'est pas très visible). Vers la base, calcaires en petits bancs prenant le faciès « ammonitico-rosso », avec l'apparition de marno-calcaires rognonneux roses à lie de vin. Nous y avons récolté de très rares débris d'Ammonites, d'Aptychus et une dent de Poisson.

5) Calcaires absolument identiques à ceux du Tithonique du Kef Larouah, du massif culminant de l'Ouarsenis et de bien d'autres régions d'Algérie.

4) 30 m au moins de schistes lie de vin, violacés ou verdâtres, très durs, se délitant en plaquettes ou en grandes esquilles ; à la base s'intercalent des lits siliceux, qui donnent à la série un aspect rubanné ; ce niveau correspond à une petite combe ; il s'agit manifestement de la combe « argovienne ».

3) 2 à 3 m de calcaire très détritique, à nombreux galets anguleux de roches éruptives vraisemblablement primaires.

2) 15 m environ de calcaire compact gris-bleu, avec niveaux rognonneux montrant en plaque mince de très nombreux filaments, ce micro-faciès est connu dans tout le bassin méditerranéen où son maximum correspond au Dogger (Cuvillier J., 1951, Colom G., 1955, M. Durand-Delga 1955), et dans la série relativement bien datée du Kef Larouah et du massif culminant de l'Ouarsenis on le rencontre immédiatement sous la combe argovienne. Les calcaires contiennent localement des silex souvent très blancs, en lits ou en rognons ce qui confirme pour les mêmes raisons d'analogie, l'attribution au Dogger.

1) Calcaire compact cristallin, gris-bleu, en gros bancs ; ils se chargent, en descendant dans la série et sur le versant oriental du sommet qui porte les ruines du télégraphe, de nombreux silex en lits, à patine brune.

La plus grande partie des calcaires du massif de Rouina, qui apparaissent entre l'Argovien et le Paléozoïque, appartiennent donc au Dogger et au Lias. Cette série calcaire de plusieurs cen-

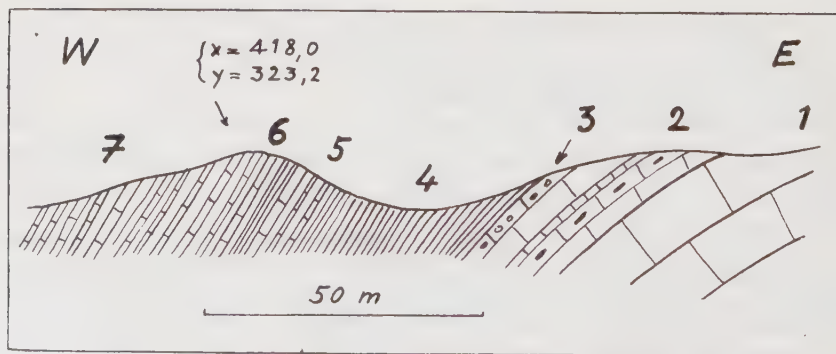


FIG. 16. — Coupe relevée sur le flanc W du massif de Rouina
 Les chiffres renvoient au texte

taines de mètres de puissance mériterait une étude de détail qui fournirait probablement, sinon des fossiles, du moins des faciès caractéristiques et des bancs repères, ce qui permettrait d'entreprendre de précieuses corrélations stratigraphiques.

Dans le massif des Attafs apparaissent des faciès qui, bien qu'un peu différents, présentent d'intéressantes analogies. On y retrouve en particulier des schistes violacés, qu'il faut très vraisemblablement rattacher à l'Argovien (s.l.) et des calcaires en petits bancs appartenant très probablement au Tithonique. Dans le détail, la succession lithologique est cependant différente, ce qui démontre l'existence de variations de faciès dans la zone du Chélif. L'Argovien repose comme dans le massif de Rouina, sur les calcaires à filaments du Dogger. L'épaisse série calcaire de ce massif appartient donc là aussi au Dogger et au Lias ; des calcaires à silex fourniront probablement d'excellents bancs repères qui permettront d'utiles comparaisons avec le massif relativement proche de Rouina.

6) CONCLUSIONS

Le Lias, le Dogger et le Malm sont donc vraisemblablement tous représentés à l'intérieur des calcaires jurassiques du Chélif. Ces étages offrent cependant des faciès plus ou moins nettement différents de ceux qui sont connus dans les régions voisines.

La série du Zaccar ne se rapproche encore, quels que soient les raccords admis, d'aucune série jurassique environnante.

L'excellent niveau repère lie de vin de l'Argovien et celui des calcaires à filaments du sommet du Dogger apparaissent à la fois dans le Doui, le massif de Rouina et des Attafs. Ils semblent cependant encadrés par des niveaux un peu différents suivant les endroits : le niveau conglomératique du massif de Rouina n'est pas connu ailleurs ; c'est peut-être un jalon local de la transgression de l'Argovien sur le Dogger ; les calcaires à silex du Dogger et peut-être du Lias se retrouvent partout ailleurs mais avec des développements variables.

Malgré la rareté des documents paléontologiques, on peut donc admettre que les conditions paléogéographiques ne sont pas restées partout uniformes au cours du Jurassique. Aucune synthèse cohérente des temps jurassiques ne pourra être élaborée avant l'étude précise des massifs du Chélif qui, nos rapides tournées le montrent, méritent d'être examinés en détail et peuvent l'être.

B. LE JURASSIQUE DU KOUDIAT LAROUAH

(f. Orléansville et Beni bou Douane)

Bien que situé presque entièrement en dehors de notre région d'étude (seule sa partie orientale affleure sur la feuille au 1/50.000 de Beni bou Douane), le massif jurassique du barrage de l'oued Fodda mérite d'être examiné rapidement ; il offre en effet des faciès différents et de ceux du Chélif et de ceux du massif culminant.

Après de rapides et sommaires observations de Ville (1857), et Repelin (1895b), c'est E. Ficheur et Brives (1925b) qui étudièrent les premiers le massif du Koudiat Larouah ; ils proposèrent une première coupe où ils reconnaissaient par analogie et malgré l'absence de fossiles, du Lias, du Lias supérieur, du Dogger, du Callovo-Oxfordien et du Jurassique supérieur.

Y. Gourinard reprit cette étude plus en détail (1952) ; mais s'il individualisa le Tithonique et le Néocomien grâce aux Calpionelles, il ne put dater les différents autres termes de la coupe pour lesquels il ne proposa qu'une échelle lithologique.

D'intéressantes précisions viennent enfin d'être tout récemment apportées par Y. Gourinard et G. Lucas (1957) qui ont découvert une faune du Toarcien.

La coupe s'établit désormais de haut en bas comme suit :

a) Le Tithonique se présente sous son faciès classique de calcaire à grain fin, à patine claire, alternant avec des marnes. Il contient des Calpionelles (Gourinard, 1952).

b) L'Argovien, qui atteint 60 m environ, offre le non moins classique faciès « ammonotico-rosso », présent dans tous les massifs voisins (massif culminant, massifs du Chélif). Il s'agit vraisemblablement, comme en beaucoup d'endroits, du seul Argovien (à l'exclusion de l'Oxfordien), mais la rareté et le mauvais état de la faune ne permet pas de le confirmer.

c) Le Dogger (d'épaisseur inconnue), correspond vraisemblablement comme viennent de le proposer Y. Gourinard et G. Lucas, à la barre de calcaires à chailles située sous la combe argovienne. Cette assimilation est d'autant plus vraisemblable que nous avons rencontré, en compagnie de J. Magné, au sommet de cette barre, des calcaires à « filaments » ; il s'agit là, on le sait, d'un microfaciès très répandu au Dogger (Cuvillier J., 1951, Colom G., 1955) qui au massif culminant de l'Ouarsenis (où la série est relativement bien datée) couronne les calcaires du Dogger ; on le trouve également, nous l'avons vu, dans les massifs du Chélif.

d) Le Lias supérieur est, comme le prouve la récente découverte d'ammonites toarciennes (Gourinard Y. et Lucas G., 1957), assez marneux puisqu'il s'agit de calcaire marneux alternant régulièrement sur plus de 100 m avec des marnes schisteuses. Ce caractère se retrouve en maintes autres régions d'Algérie, en particulier dans la toute proche série du Grand Pic de l'Ouarsenis, où le Toarcien correspond lui aussi à des marnes et marno-calcaires.

A la base de ce Lias supérieur marneux, nous avons rencontré quelques mètres de calcaires à Térébratules, Rhynchonelles et débris d'Ammonites (ces niveaux affleurent sur la rive droite de la retenue, à une vingtaine de mètres en amont du barrage lui-même, le long du sentier muletier). Le faciès évoque encore le Toarcien du Grand Pic de l'Ouarsenis.

e) Le Lias moyen commence vraisemblablement sous ce niveau à Térébratules ; il nous a fourni quelques débris de Lamellibranches ; le faciès est là encore identique à celui du Grand Pic. Il faut sans doute rattacher au Lias inférieur la base de la série.

L'épaisse série jurassique du Koudiat Larouah, si elle peut facilement être intégrée dans la série lithologique type du Jurassique algérien, n'en présente pas moins de notables variations de faciès par rapport aux massifs environnants. Le Jurassique est donc loin d'offrir partout la même succession.

C. LE JURASSIQUE DU MASSIF CULMINANT DE L'OUARSENIS

Les fiers éperons calcaires qui, répartis sur moins de 100 km², entourent le Kef Sidi Amar (1983 m), point culminant de l'Algérie occidentale, ont déjà donné lieu à de nombreuses études. Cette abondance de travaux s'explique facilement : les pittoresques et importantes falaises calcaires du massif culminant dominant un pays schisteux à topographie monotone et les premiers observateurs furent évidemment attirés par ces importantes masses calcaires. Il les étudièrent avec d'autant plus d'entrain qu'elles fournissent quelques gisements fossilifères qui, on le sait, ne sont pas tellement fréquents dans le Tell. Comme les calcaires contiennent en outre d'excellents gisements de plomb et de zinc (actuellement exploités par la Société de la Vieille Montagne), les travaux ne tardèrent pas à se multiplier ; ils sont dus à Nicaise (1869), Ficheur (1891), M. Bertrand (1891), Repelin (1895a et b), Dalloni (1936) et enfin L. Calembert (1952). Ce dernier avait commencé en 1936 des études très détaillées ; elles aboutirent en 1952 à la publication d'une importante monographie exclusivement consacrée au massif culminant, et accompagnée d'une carte au 1/10.000. Un historique détaillé a été établi par cet auteur ; nous n'y reviendrons donc pas.

Dans ces conditions, il ne pouvait être question de reprendre toute l'étude du Jurassique, d'autant plus qu'une partie seulement du massif culminant se trouvait sur notre territoire d'étude. Mais en raison de l'importance des problèmes posés par cette région, il était nécessaire de mettre à l'épreuve les conclusions de nos prédécesseurs.

Nous avons ainsi entrepris une rapide étude critique du massif culminant ; elle nous a amené à faire quelques observations nouvelles ; celles-ci seront exposées en même temps que sera rappelé, dans une rapide mise au point, l'état actuel de nos connaissances.

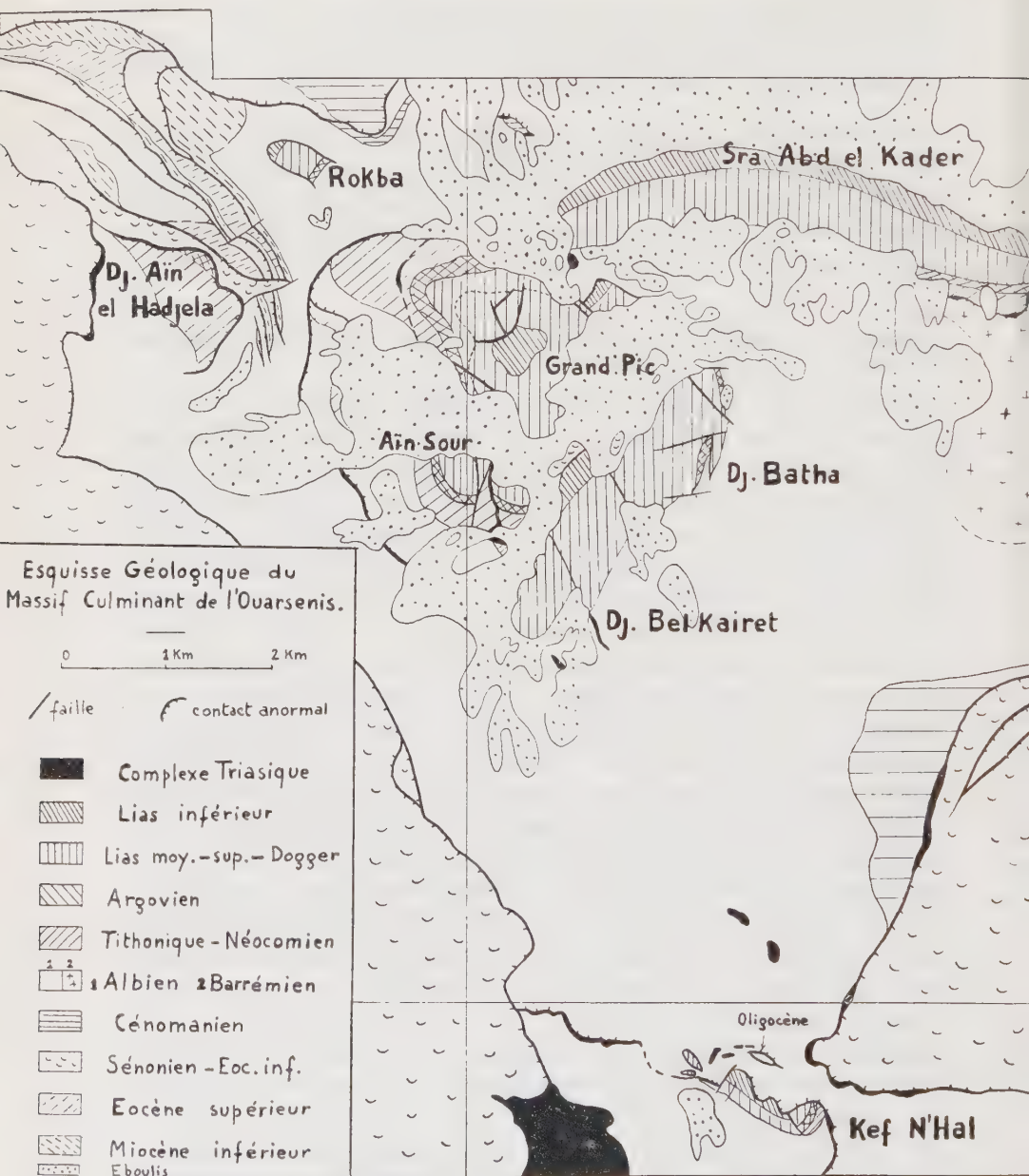


FIG. 17

1) INTRODUCTION GÉOGRAPHIQUE ET GÉOLOGIQUE

C'est L. Calembert qui individualisa et nomma le premier les différentes unités qui constituent le massif culminant (voir fig. 17).

Il distingue successivement (1952, p. 55), les diverses unités suivantes : Rokba el Atba, Sra Abd el Kader, Massif des Chicots le Grand Pic, Massif du Bou Maalah, Massif d'Aïn Sour, Djebel Belkairat et Fortas, Djebel Batha.

De cette liste nous supprimerons au cours de notre exposé : le Massif des Chicots et le Massif de Bou Maalah.

Au premier ne correspond en effet sur le terrain qu'un manteau d'éboulis typique, laissant apparaître de-ci de-là, en fenêtre, le substratum constitué de flysch crétacé. De très importants blocs calcaires parsèment il est vrai ces éboulis, mais ce caractère ne saurait nous étonner : des falaises verticales de plusieurs centaines de mètres les alimentent.

Le « lambeau de Bou Caïd » de L. Calémbert (1952, p. 64) se rattache de la même façon à de tels dépôts superficiels dont la « faille de Bou Caïd » (p. 64), n'est en réalité que la très nette limite d'érosion. On pourrait théoriquement supposer que ces éboulis recouvrent du Jurassique en place ; mais des arguments morphologiques s'opposent à cette interprétation : si des calcaires perçaient le flysch sous les éboulis, ils ne manqueraient pas de former, comme partout ailleurs, d'importants reliefs. Or, la morphologie de cette région, abstraction faite des dépôts superficiels est typiquement celle de niveaux tendres.

La situation est tout à fait comparable au Massif du « Bou Maalah » ; en surface n'apparaissent que des blocs épars, très variés, et d'allure chaotique. Les importants blocs liasiques qui apparaissent dans la partie septentrionale du massif se sont vraisemblablement détachés de la muraille subverticale du Grand Pic qui culmine à près de 500 m plus haut. Le bloc de Dogger et d'Argovien qui a été cartographié par L. Calémbert à l'extrémité N du massif de Bou Maalah, est, par contre, très probablement détaché de la Sra Sidi Abd el Kader ; il coiffe en effet une ligne de crête dont les deux versants sont constitués de flysch crétacé ; il s'agit donc simplement d'un lambeau jurassique qui a glissé sur les pentes schisteuses en conservant comme cela arrive fréquemment dans de tels cas, son allure monoclinale.

A cette liste nous ajouterons : le massif jurassique du Djebel Aïn el Hadjela qui, malgré sa vaste superficie et sa proximité du Grand Pic (fig. 17), n'avait jamais été remarqué.

Comme nos prédécesseurs l'avaient signalé, les séries stratigraphiques de tous ces massifs diffèrent notablement ; on est tenté de tirer de cette diversité d'importantes conclusions paléogéographiques, mais la paléogéographie ne saurait être reconstituée valablement sans tenir compte des données non négligeables de la tectonique.

2) LA SÉRIE DU GRAND PIC

C'est une série jurassique subhorizontale qui forme l'ossature de l'importante pyramide du Grand Pic (fig. 18). Malgré sa relative tranquillité, cette série est complètement renversée.

Le Lias inférieur affleure au point culminant (1983 m) et le Tithonique 500 m plus bas. De très bonnes coupes apparaissent

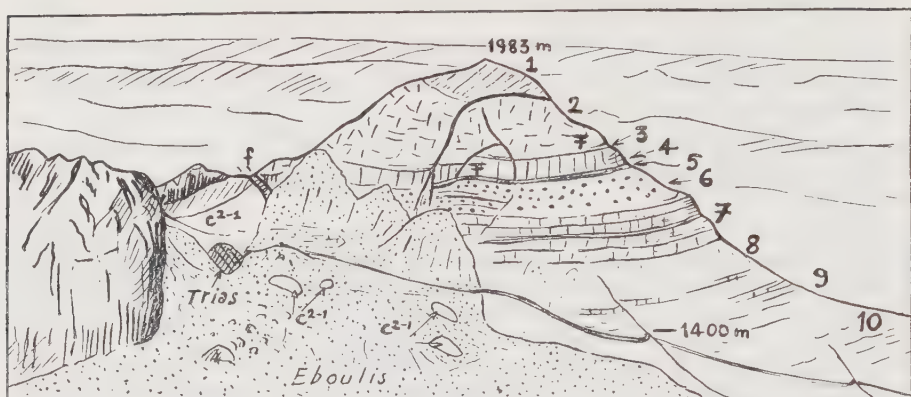


FIG. 18. — Le Grand Pic vu du Nord, (d'après une photographie de L. Calembert, 1952, pl. I). Les nos renvoient au texte. t = Trias ; c2-1 = Albien

sur les faces N et W du Grand Pic facilement accessibles ; on peut y relever, de haut en bas, c'est-à-dire dans l'ordre stratigraphique normal, la coupe suivante (fig. 18) :

1) Dolomies à patine brunâtre ou jaunâtre parfois bréchiques ; il s'agit probablement, au moins localement, de dolomies secondaires ; la limite stratigraphique supérieure de ces dolomies offre en effet souvent l'allure d'un front de dolomitisation irrégulier. C'est dire le caractère artificiel de la limite correspondant au passage des dolomies au calcaires.

Malgré l'absence de fossiles, il s'agit très probablement, comme tous les auteurs l'ont souligné, de Lias inférieur ; ce dernier est en effet souvent dolomitique en Algérie. On observe en outre, sous les dolomies qui affleurent au Sud du col séparant la Sra Abd el Kader du Grand Pic, vers $x = 404,55$ y = 287,5 des cargneules qu'il est impossible de ne pas attribuer au Trias ou à l'Infralias.

En l'absence de fossiles il n'est pas possible de savoir si la limite supérieure de ces dolomies correspond à la limite du Lias inférieur et moyen.

2) Calcaires compacts et massifs gris-bleu à stratification souvent très peu apparente ; localement oolithiques, à Algues et à débris de Lamelli-branches ; ailleurs sublithographiques ou cristallins. Plusieurs auteurs ont cité des fossiles qui proviennent probablement de ces niveaux calcaires. Nicaise (1870a) signale de nombreux fossiles¹. Mais, comme le signale G. Lucas, il s'agit en général de « nomina nuda » inutilisables parce que non figurés. Quant à *Oxynoticeras oxynotum* Q., M. Durand Delga a déjà fait remarquer (1954, p. 186) que, d'après G. Dubar, l'éminent spécialiste lillois, cette désignation n'indique, vu l'époque, qu'un *Oxynoticeras* sp. sans valeur stratigraphique bien précise.

1. Il s'agit de : *Oxynoticeras oxynotum*, *Trochus ouarsenissensis* Coquand, *Turbo afer* Coq., *T. nicaisei* Coq., *Ostrea cymbium*, *Isocardia Maresi* Coq., *Lima villei* Coq., *Rhynchonella serrata*, *Rh. tetraedra*, *Rh. polyptica*, *Rh. subovoides*, *Zeilleria numismalis*, *Spiriferina rostrata*, *Sp. africana* Coq., *Sp. nicaisei* Coq.

De son côté E. Fichet a découvert :

- Rhynchonella triplicata* Phillips,
- *bidens* Ph.,
- *cf. bouchardi* Davids,
- *senata* Sow.,
- *dalmasi* Dum.,
- *tetraedra* Sow.,
- *cf. Moorei* Sow.,

- Terebratula numismalis* Davids,
- *subovoides* Roem.,
- *punctata* Sow.,

Nerinea, *Turbo*, *Trochus*, *Natica*, *Ostrea*, *Lima*, *Isocardia*, etc...

Plus tard, M. Dalloni (1936) a récolté :

- Amphiceras* (?) *Canavarii* Fuc.,
- Zeilleria numismalis* Lamk.,
- Rhynchonella triplicata* Ph.,
- *tetraedra* Sow.,
- Spiriferina rostrata* var. Ziet

qu'il attribue au Pliensbachien-Domérien.

L. Calémbert (1952), qui ne retrouve pas les gisements de ses prédécesseurs, signale simplement :

- Belémnites*, *Pseudomelania*,
- Nerinea*, *Phasianella*.

Tous ces documents paléontologiques, s'ils permettaient de parler de « Lias moyen », ne suffisent pas à établir une stratigraphie fine, d'une part en raison de l'ancienneté de quelques déterminations, d'autre part et surtout en raison de l'imprécision avec laquelle tous les auteurs ont localisé leurs gisements fossilifères : leurs indications ne permettent pas de situer à 50 m près, la position de fossiles dans la coupe du Grand Pic.

De notre côté, nous avons pu trouver, à l'extrême sommet de cette formation calcaire, et le long de la corniche qui la limite (fig. 18), un bon niveau fossilifère constitué par des calcaires pétris de Brachiopodes ; G. Dubar y a reconnu :

- Spiriferina segregata* Di Stefano
- *angulata* Opp.
- *sp.* (cf. *sp. tumida* var. *rupestris* Corroy non Dels.)
- Terebratula timaei* Di-Stef. et formes voisines
- du gr. de *sphenoidalis* Mgh.
- *brachyrhynchia* Schmid ;
- Zeilleria* (*Plesiothyris*) *sp.* du gr. de *Z. verneuilli* Dels.,
- *brevicostata* Dubar,
- cf.
- *sp. aff. polymorpha* (Sejüenza)
- *sp. aff. synophrys* (Ukl.)
- Rhynchonella curviceps* Di-Stef. (non Quenst.)
- du gr. *Rh. briseis* Gemm.,
- *sp.*

Ces fossiles ne fournissent pas d'indications d'âge homogènes ; mais comme il est impossible de voir plusieurs niveaux d'âge différent, puisque toutes les formes proviennent du même gisement, il s'agirait, d'après l'éminent spécialiste lillois, de « Pliensbachien », c'est-à-dire de la base du Lias moyen. Comme ce niveau fossilifère de la base du Lias moyen se trouve stratigraphiquement au sommet du niveau calcaire étudié ici, il devient fort possible que la base de ces derniers appartiennent encore au sommet du Lias inférieur, c'est-à-dire au Sinémurien la limite entre Lias inférieur et Lias moyen se trouvant au milieu de ces calcaires.

3) Formation détritique de puissance variable (0 à 30 m).

L. Calembert est le premier à parler (1952, p. 33) d'une « couche discontinue de poudingue à ciment marno-schisteux rouge » qui marquerait le sommet du Lias moyen. Mais il n'en a reconnu ni l'extension considérable, ni l'importance qui justifient un examen détaillé.

a) Sur le versant N du Grand Pic et à l'intérieur du triangle dessiné par les failles qui l'affectent (entre les failles f1 et f2 de la fig. 19; voir aussi fig. 17), ce niveau apparaît quelquefois sous les éboulis; il s'agit alors d'argiles gréseuses rougeâtres, localement conglomératiques; les galets qui atteignent plusieurs cm de diamètre, sont indubitablement empruntés au socle anté-triasique; on y reconnaît en effet des galets de quartz et de roches volcaniques à deux temps de consolidation.

Ce niveau tendre a provoqué la formation d'une vire étroite, bien accessible, sur laquelle sont venus s'accumuler des éboulis détachés de la falaise calcaire du niveau 2; de ce fait, une partie seulement de cette assise détritique y est visible; elle atteint peut-être plusieurs mètres d'épaisseur. On observe localement, à la base (stratigraphiquement) de cette formation un niveau marneux rouge à nombreux et gros blocs calcaires.

b) Sur le versant N du Grand Pic et à l'W du réseau de failles qui l'affecte (à l'W de la faille f2 de la fig. 19), ce niveau devient très mince. On ne le suit plus que très difficilement car ici la corniche qu'il provoquait plus à l'E a presque totalement disparu; par endroits, le conglomérat est certainement soit absent, soit réduit à quelques centimètres. C'est justement sous (stratigraphiquement) cette zone de réduction et tout près (2 à 3 m au maximum) du niveau conglomératique ou de son prolongement qu'ont été récoltés les Brachiopodes du niveau 2.

c) Sur le versant W du Grand Pic, ce niveau détritique prend un développement considérable (30 m) (fig. 19 et 20) mais n'avait, malgré cela, jamais été remarqué.

Au N de la faille f1 du versant W (fig. 19); à l'éperon NW du Grand Pic, le niveau détritique ne dépasse pas quelques décimètres, mais il augmente rapidement d'épaisseur vers le Sud; à moins de 200 m plus loin, il atteint au moins 30 m (mesuré à la chaîne d'arpenteur). Il s'agit alors de grès grossiers, à passées conglomératiques, à ciment calcaire, mais localement décalcifiés. Les galets qui sont assez bien roulés et qui peuvent atteindre plusieurs centimètres de diamètre, sont essentiellement constitués de quartz et semble-t-il, de roches volcaniques altérées, c'est-à-dire de Primaire.

La limite stratigraphique inférieure de cet épais niveau gréseux ne peut pas s'observer avec netteté en raison d'une petite faille presque NS qui jalonne le contact. Il semble cependant que l'on ait à la base, stratigraphiquement au-dessus des calcaires massifs du Pliensbachien, un niveau conglomératique à très gros galets calcaires et à ciment marno-gréseux

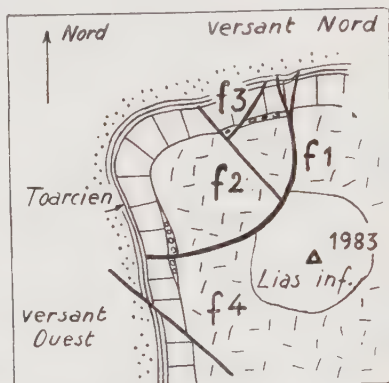


FIG. 19. — Cartographie schématique des failles du Grand Pic. f1, f2 et f3 sont d'âge liasique.

rouge et verdâtre ; c'est au-dessus qu'apparaissent les 30 m de grès qui déburent semble-t-il par quelques mètres de calcaires.

Cette épaisse série gréseuse passe au sommet (stratigraphiquement) à des calcaires de plus en plus gréseux qui sont eux-mêmes surmontés par 5 m environ de calcaires à silex noirs (fig. 21).

Au S de la faille f1 du versant W (fig. 19) ; contre la faille, le niveau détritique n'atteint plus qu'une dizaine de mètres d'épaisseur alors que de l'autre côté, il dépassait 30 m (fig. 21). Il débute (stratigraphiquement) par plusieurs mètres de conglomérat très grossier, à éléments calcaires ; ceux-ci sont peu roulés et atteignent des tailles considérables (plus de 1 m³) ; ils sont enrobés dans un ciment marno-gréseux verdâtre et rougeâtre. Ces niveaux très grossiers sont surmontés par des niveaux toujours conglomératiques, mais où les éléments calcaires (calcaires oolithiques et lithographiques) sont de plus petite taille et où le ciment argileux rouge et vert devient très sableux. On rencontre de nombreux galets siliceux (quartz et phanites noirs notamment) ; 2 à 3 m de marnes gréseuses à petits galets de calcaires et de quartz terminent cette curieuse assise détritique.

4) Niveau calcaire de 15 à 30 m de puissance qui forme une falaise bien individualisée entre un replat supérieur, correspondant au niveau 3 proche du Pliensbachien (la série étant renversée), et un replat inférieur correspondant aux marno-calcaires du Toarcien (niveau 5). Il s'agit donc vraisemblablement de Domérien.

Celui-ci semble caractérisé par la présence de bancs formés par l'accumulation de débris de grands Lamellibranches ; il s'agit d'excellents niveaux repères. Ce sont peut-être ces niveaux que L. Calémbert a décrits sous le terme suggestif de « calcaires à fuseaux », mais le doute subsiste, car cet auteur les plaçait « à la transition aalénien-bajocien » (p. 30), ce qui ne saurait être le cas, puisqu'ils sont plus anciens que le niveau 5 d'âge toarcien.

Ces calcaires contiennent, outre ce faciès typique, et comme L. Calémbert l'a signalé (p. 36), des niveaux conglomératiques dont le développement est très variable, en particulier le long de la faille f1 (fig. 19) du versant N. Un de ces bancs conglomératiques est interstratifié dans les calcaires qui bordent cette faille à l'Est, à 3 m au-dessus d'un banc à fuseaux. Un autre niveau conglomératique, à ciment marneux, apparaît dans une situation curieuse : il est pincé entre deux ramifications de la faille précitée, et ne se retrouve ni à l'E ni à l'W de cette dernière (fig. 22).

Nous verrons plus loin que l'allure très irrégulière de ce niveau détritique s'explique facilement par le rejeu de failles d'âge liasique.

5) Calcaires et marno-calcaires du Lias supérieur.

Les calcaires presque massifs de la falaise « domérienne » passent vers le haut (stratigraphiquement) à des calcaires bien stratifiés, entre lesquels s'intercalent des passées marno-calcaires et marneuses dont le développement aboutit, au sommet, à la formation d'un replat bien accessible sur la face N du Grand Pic. Ces niveaux marneux contiennent de très nombreux Brachiopodes, qui furent remarqués par L. Calémbert. Celui-ci récolta au gisement qui borde la faille f1 du versant N :

- Rhynchonella bouchardi* Dav., var.
- *batalleri*, Dubar, var.
- cf. var. *pyrenaica* Dubar,
- sp. nov. (gr. *Batalleri*),
- Terebratula* cf. *Jauberti* Desl.,
- gr. *T. vari* Rollier,
- Ctenostreon elea* d'Orb. sp.,

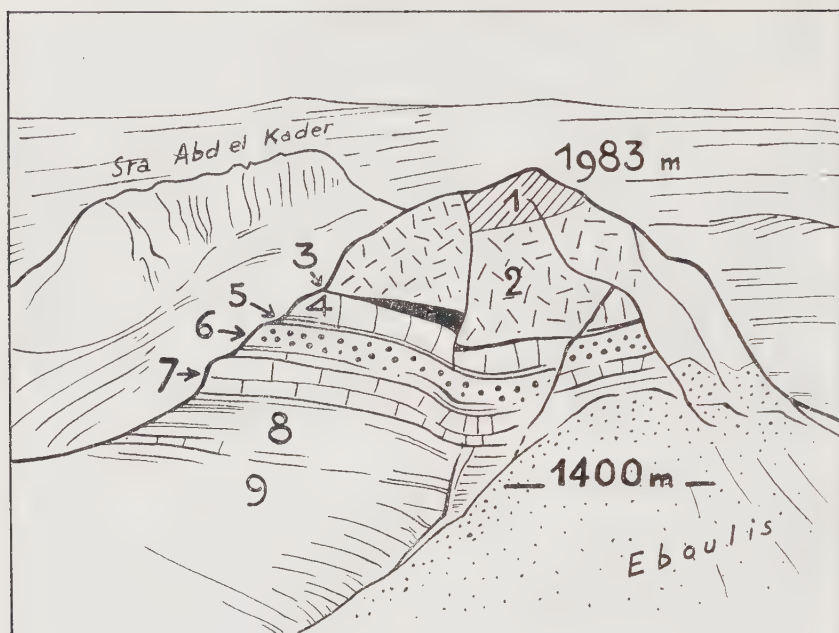


FIG. 20. — Le versant Ouest du Grand Pic d'après une photographie de L. Calémbert, (1952, pl. I) Les n^{os} renvoient au texte. En noir : niveau 3
Noter la faille d'âge liasique (détail fig. 39)

Plagiostoma sp.,
Pecten (Chlamys) textorius Schloth.

Il s'agirait donc de Toarcien moyen et inférieur.

Nous avons nous-même récolté au même niveau, mais sur le versant W du Grand Pic (à l'endroit où la faille *f1* de ce versant s'amortit) alors que le niveau marno-calcaire atteint une dizaine de mètres de puissance (dét. Dubar) :

- Rhynchonella* sp. nov. (= *Rh. tetraedra* Flamand, non Sowerby),
 - var. à côtes fines,
 - sp. nov. ressemblant à *Rh. bouchardi* Dav. var. *rustica* Dubar
- Terebratula subpunctata* var. *hispanica* Dubar
 - *jauberti* Desl. var.
 - — cf. var. *batallieri* Dubar
 - — cf. var. *depressa* Dubar
 - gr. *T. decipiens*-vari,
 - sp. aff. *vari* Roll.,
 - *decipiens* E. Desl.

Il s'agit donc également de Toarcien moyen-inférieur.

Un peu plus au Sud, la base (stratigraphique) des mêmes niveaux nous a fourni, au Sud de la faille, *Hildaites subserpentinum* du Toarcien inférieur, ce qui confirme les indications d'âge données par les Brachiopodes.

L. Calémbert a en outre récolté, dans un gisement qu'il localise malheureusement très mal et qui se trouve peut-être à l'extrême sommet de cet épisode marneux calcaire :

Fontannesia aurita S. Buck.,
Pholadomya fidicula Sow.,
Hinnites gingensis Waag.,
Terebratulula Buckmani, var. *Buckmaniana* Walker
Rhynchonella quadriplicata var. Zieten,
Aulacothyris carinata, Lmk, sp. var. *Blackei* Walk
Greslya cf. *Erycina* Ag.,
Camptonectes cf. *Lens* Sow.

qui indiqueraient la transition de l'Aalénien au Bajocien.

Bien que le Toarcien supérieur ne soit pas encore nettement individualisé, les quelques mètres de marno-calcaires du niveau 5 englobent donc probablement des niveaux allant du Toarcien inférieur à l'Aalénien supérieur ce qui explique que des investigations très précises et minutieuses soient nécessaires pour leur étude.

Remarquons qu'à l'E de la faille f1 du versant N, et le long du sentier qui monte au Grand Pic, le niveau marno-calcaire est réduit à 2 ou 3 m (fig. 22) et que sur le versant S et E du Grand Pic, ce niveau marneux n'apparaît plus du tout. Bien que cette disparition puisse partiellement être expliquée par une érosion antérieure au dépôt du niveau immédiatement sous-jacent (niveau 6), le Lias supérieur montre donc de notables variations de faciès.

Celles-ci sont certainement imputables aux mouvements tectoniques qui se manifestèrent à la fin du Lias ; la preuve d'une tectonique liasique se dégage indubitablement de la disposition de la faille f3 du versant N du Grand Pic : elle dénivelle la base du Domérien d'environ 10 m, mais n'est plus visible dans le Toarcien (fig. 22). Ces mouvements d'âge liasique peuvent facilement expliquer les variations de puissance du niveau 5.

6) Banc de grès calcaire, de puissance variable (jusqu'à 30 m).

Il ressemble à l'assise détritique liasique étudiée précédemment (niveau 3), car il s'agit de grès, à ciment plus ou moins calcaire et souvent totalement décalcifié ; ses galets sont surtout quartzeux ; il contient quelquefois de nombreux débris charbonneux de plantes.

L'épaisseur de ce niveau gréseux est très variable ; elle est nulle ou réduite à quelques mètres sur le versant S et W du Grand Pic ; cette épaisseur a, elle aussi, été déterminée par le rejeu plus ou moins atténué de failles d'âge liasique (voir fig. 22).

7) Épais banc calcaire (de l'ordre de 100 m) où l'on relève stratigraphiquement de bas en haut les faciès suivants :

a) calcaires à silex, à rares intercalations marneuses et traces de *Cancellophycus* ; ils forment une des falaises du versant N ;

b) calcaires à cassure sombre, bien lités, avec nombreuses intercalations marno-calcaires gris-bleu à noirâtres, ayant fourni à L. Calembert, mais à un niveau non précisé, *Garantia bifurcata* var. Zieten, du Bajocien supérieur ;

c) quelques mètres de calcaires un peu rognonneux à « filaments » (Cuvillier J., 1951, Colom J., 1955), surmontés par des calcaires en petits bancs à intercalations marno-calcaires rougeâtres, donnant le faciès « ammonitico rosso ».

Ces calcaires à « filaments » appartiennent très vraisemblablement comme dans beaucoup de régions méditerranéennes au Dogger ; cette attribution est d'autant plus vraisemblable que l'extrême sommet de ces calcaires nous a fourni, dans les massifs voisins (Sra Abd el Kader, Djebel Batha, Djebel Aïn El Hadjela) des Ammonites argoviennes.

Notons que ce macrofaune argovienne rend possible la lacune de l'Oxfordien qui ne saurait que difficilement être représenté par les calcaires

à « filaments » car jamais on n'a pu individualiser le Callovien et l'Oxfordien dans ce faciès. Le Callovien est sans doute représenté au sommet du Dogger ; Nicaise (1870), signale en effet des Ammonites calloviennes, et en particulier *Perisphinctes Backeriae* d'Orb. ; elles ne peuvent guère provenir que d'un niveau très voisin de celui qui a fourni les Ammonites argoviennes¹, à moins qu'elles n'aient été confondues avec des dernières.

8) Marnes lie de vin à verdâtres avec intercalations de calcaires marneux noduleux ; elles atteignent près de 100 m de puissance et forment un talus peu incliné au pied de la falaise calcaire du Jurassique moyen (fig. 18). Ce niveau a fourni de nombreux fossiles. M. Dalloni signale (1936) :

Peltoceras transversarium Quenst.,
Perisphinctes lucingensis Favre,
Oppelia arolica Opp.,
Lissoceras Erato d'Orb.,
Phylloceras mediterraneum Neum.,
Sowerbyceras tortisulcatum d'Orb.,
Belemnites hastatus d'Orb.,
Collyrites sp.,
Aptychus.

L. Calembert a récolté de son côté, outre quelques formes déjà signalées par M. Dalloni (déterminations P. Fallot) :

Peltoceras cf. *Fouquei*,
Lytoceras polyanchomenon Gem.,
Perisphinctes cf. *cobelti*, Neum.,
— cf. *orbignyi* de Loriol,
Aptychus cf. *Flammandi* Thurmann,
— *cuneiformis* Ooster,
— cf. *punctatus* Voltz,
— *gr. latus* Park.

Il s'agit donc de Jurassique supérieur et essentiellement d'Argovien.

9) *Calcaires en petits bancs* avec intercalations marno-calcaires qui forment, sous la combe argovienne (la série étant renversée), un petit ressaut. Ces calcaires ont habituellement une patine claire, blanchâtre à verdâtre, mais des faciès noduleux à passées rougeâtres s'y intercalent vers le milieu.

Cette série a fourni à L. Calembert des Calpionelles (1952, pp. 46-47) qui ont permis d'individualiser le Tithonique. Ce dernier est d'ailleurs surmonté par le Berriasien, le Valanginien et l'Hauterivien ; ceux-ci ont été caractérisés de la même façon et présentent des faciès analogues.

Conclusion.

La série du Grand Pic est relativement épaisse puisqu'elle atteint une puissance de l'ordre ² de 700 à 800 m ; elle est désormais connue dans ses grandes lignes, mais des études de détail restent nécessaires pour établir une stratigraphie fine à l'intérieur de cette

1. La lacune de l'Oxfordien serait alors prouvée.

2. En additionnant les épaisseurs données par G. Lucas (1952) on aboutit à 1000 m ce qui semble excessif.

intéressante coupe jurassique. On ne peut à ce propos, qu'inciter vivement les chercheurs futurs à localiser avec précision les gisements fossilifères qu'ils pourraient découvrir ; sans cette précaution leurs découvertes risqueraient de n'être que peu utilisables.

Rapports entre la sédimentation et la tectonique au cours du Lias.

On observe dans la série du Grand Pic de très intéressants phénomènes de sédimentation provoqués par une tectonique d'âge liasique ; ils méritent d'être soulignés car on ne connaît nulle part dans le Lias d'Afrique du Nord des phénomènes sinon comparables¹ du moins aussi nets.

L. Calémbert avait déjà été intrigué en étudiant les failles du Grand Pic dont il disait (1952, p. 74) : « Deux hypothèses paraissent à retenir ; d'une part les phénomènes sont d'origine tectonique et il s'agit alors de décrochements avec peut-être « pincées », suivant le mécanisme invoqué par L. Glangeaud, ou, d'autre part, ils ont une origine sédimentaire et doivent se traduire par des changements de faciès et de puissance ». Les failles n'avaient en réalité, pas été observées correctement ; leur cartographie au 1/10.000 restait fort inexacte et la très belle faille f4 (fig. 19) du versant W n'avait pas été remarquée.

Les figures 21 et 22 démontrent sans qu'il soit nécessaire d'insister, l'existence de **cassures antérieures au Toarcien** marneux (dans lequel leur rejet s'annule) ; ces cassures sont d'autre part **postérieures au niveau détritique 3** décrit plus haut, et à proximité immédiate duquel nous avons découvert des Brachiopodes du Pliensbachien.

La phase cassante anté-toarcienne.

Sur la fig. 21, on remarque que quelques mètres de conglomérats, 30 m de grès et 5 m de calcaires à silex ne correspondent qu'à 10 m de conglomérats et d'argiles gréseuses de l'autre côté de la faille dont le rejet s'amortit progressivement vers le bas. Cette disposition prouve que la **faille a fonctionné en même temps que se poursuivait la sédimentation**². De plus, l'existence, de part et

1. M. Durand-Delga signale en effet (1955, p. 189) que A. Lambert a mis en évidence au Djebel Brek un niveau de poudingues parfois très épais (0 à 100 m) qui appartiendrait à la base du Toarcien et qui comporterait des éléments arrachés au Trias et au Lias. Nous aurions donc là aussi une tectonique d'âge liasique, mais c'est d'Afrique du Nord le seul exemple qui soit comparable au nôtre.

2. Remarquons que cette conclusion n'est valable que si la cassure de la fig. 21 est une faille et non un décrochement (à composante horizontale dominante) qui permettrait d'imaginer des variations de faciès moins brutales. Il faut cependant souligner que rien ne vient appuyer l'hypothèse décrochement ; alors qu'aucun décrochement certain n'est connu dans le Grand Pic nous avons des exemples très nets (fig. 22) de failles contemporaines de la sédimentation ; enfin la faille de la fig. 21 montre, à l'échelle du Grand Pic, une trace courbe ; elle se présente donc comme une faille inclinée (et inverse) ; or il s'agit là d'une disposition peu conciliable avec l'hypothèse décrochement.

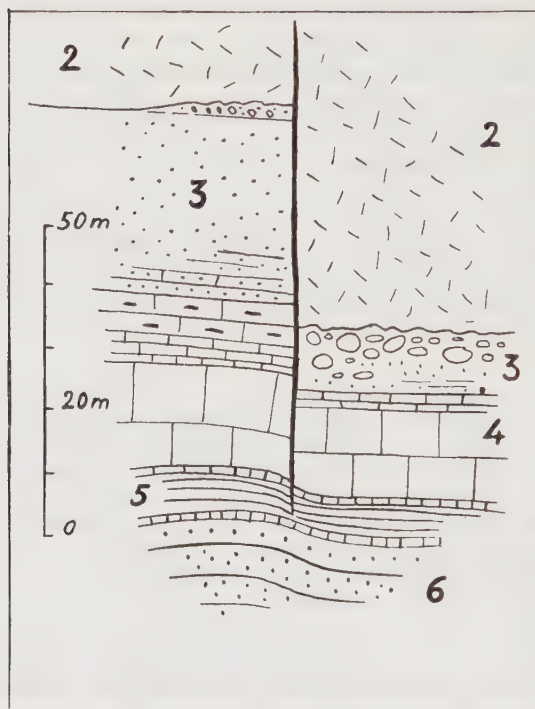


FIG. 21. — La faille f1 sur le versant W du Grand Pic.
(la série est renversée)
Les n^{os} renvoient au texte (coupe du Grand Pic)

d'autre de la faille, de ces deux séries avec des faciès et des épaisseurs si différentes, ne s'explique qu'en supposant que ce rejet a provoqué la formation d'un relief de faille sous-marin et que de part et d'autre de ce relief, la sédimentation était différente.

Signalons encore le curieux conglomérat coincé entre les cassures satellites accompagnant la faille f1 du versant N (fig. 22). C'est un niveau détritique intraformationnel ; sa formation ne peut guère avoir été provoquée que par le rejeu de la faille au cours de la sédimentation ; ainsi s'expliquent sa localisation et sa faible extension.

Comme les failles offrent un rejet qui ne s'amortit qu'en atteignant le Toarcien (fig. 21 et 22), il faut en déduire qu'elles ont fonctionné jusqu'à cette époque ; de cette façon s'expliquent facilement toutes les variations de puissance et de faciès affectant les niveaux 3 et 4.

La phase post-toarcienne.

Les mouvements ne se terminèrent pas avec le Toarcien. On remarque sur la fig. 22 que les grès de l'Aalénien-Bajocien se sont déposés contre une petite falaise de 5 m environ ; ils contiennent alors de nombreux et gros blocs anguleux de calcaire arraché au relief toarcien tout proche. Or, ce relief correspondait à une faille comme le montre la fig. 22.

On remarque en outre, un peu plus à l'W, que les grès aaléniens-bajociens changent rapidement d'épaisseur de part et d'autre de la faille f3 (voir fig. 22).

Les mouvements ont donc persisté jusqu'à la fin du Lias et sont vraisemblablement responsables de l'allure très variable des grès du niveau 6. Ils se sont par contre très probablement terminés au Dogger : les failles précitées n'affectent jamais les calcaires à silex que l'on retrouve partout avec des caractères analogues.

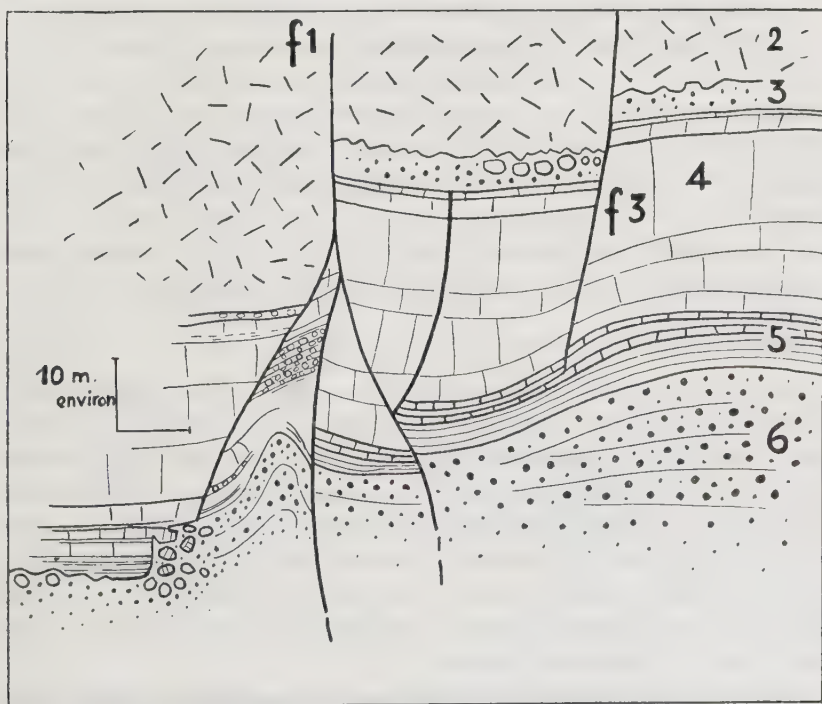


FIG. 22. — Allure des failles du versant N du Grand Pic (la série est renversée).
Les n^{os} renvoient au texte (coupe du Grand Pic)

3) LE JURASSIQUE DES MASSIFS AUTRES QUE LE GRAND PIC

Les séries qui apparaissent dans tous les massifs satellites sont toujours plus ou moins notablement différentes de celles du Grand Pic. Elles n'ont malheureusement encore fourni que très peu de fossiles. Nous insisterons surtout sur les massifs qui n'avaient jamais été étudiés.

a) Le Rokba (voir fig. 166).

Le Jurassique s'y termine avec un Argovien recouvert en transgression par le flysch de l'Albien. Le Dogger semble réduit, et aucun niveau marneux n'apparaît dans le Lias supérieur.

b) La Sra Abd el Kader (voir fig. 166).

Elle offre à son extrémité W une coupe analogue à celle du Rokba, avec un Dogger à limite inférieure imprécise ; le flysch albien repose ici sur l'extrême base de l'Argovien ou sur le Dogger.

Nous avons découvert, en $x = 287,7$ $y = 404,4$ au sommet de la barre calcaire du Dogger et dans des calcaires noduleux, les Ammonites argoviennes suivantes (déterminations H. Tintant) :

Pelloceras (*Gregoryceras*) *toucasianum* d'Orb.,

Perisphinctes (*Alligaticeras*) cf. *colubrinus*, Rein,

— (*Arisphinctes*) *sp.*

Elles démontrent que tout le faciès « ammonitico-rosso », est argovien et que l'Oxfordien manque, à moins qu'il n'existe au sommet des calcaires que l'on attribue, d'après leur faciès, au Dogger.

A l'extrémité E du massif de la Sra Abd el Kader, la série jurassique est complète ; elle y est surmontée par le Néocomien.

c) Massif d'Aïn Sour (voir fig. 166).

Aucune coupe des niveaux anté-argoviens n'est possible dans sa partie orientale, couverte d'éboulis. Le tronçon occidental fournit par contre une bonne coupe où l'on peut relever, au-dessus des calcaires du Malm et de la combe argovienne (la série étant renversée), de beaux calcaires à silex du Dogger, un banc de Lias calcaire avec « bancs à fuseaux » (comme dans le niveau 4 du Grand Pic) ; plus haut apparaît une petite corniche (niveau 3 du Grand Pic) puis les calcaires compacts, oolithiques (niveau 2), eux-mêmes recouverts de dolomies (niveau 1 ?).

Cette série anté-argovienne est beaucoup moins puissante qu'au Grand Pic ; des failles interviennent peut-être dans cette diminution d'épaisseur.

d) Djebel Belkairret et Djebel Batha (voir fig. 166).

Dans ces massifs, on ne connaît que fort peu la stratigraphie du Lias, auquel il est logique d'attribuer les niveaux antérieurs aux calcaires à silex du Dogger.

Signalons la présence, dans les éboulis du Djebel Batha, de conglomérats tout à fait analogues au niveau 3 du Grand Pic. Les calcaires noduleux qui apparaissent au sommet du Dogger, sous l'Argovien à faciès « ammonitico-rosso », ont fourni en $x = 405,4$ $y = 285,3$ (déterminations H. Tintant) :

Sowerbyceras tortisulcatum d'Orb.,
Peltoceras (*Gregoryceras*) *toucasianum* d'Orb.,
Callyphylloceras cf. *disputabile* Neu.,
Perisphinctes (*Kramosphinctes*) cf. *navillei* Favre,
 — (*Arisphinctes*) cf. *helenae* de Riaz,
Holcophylloceras mediterraneum, Neum.,

Ces ammonites démontrent une nouvelle fois l'absence d'Oxfordien dans le faciès « ammonitico-rosso ».

e) Djebel Aïn el Hadjela (fig. 166 et 167).

Ce lambeau jurassique dont l'importance tectonique est grande, n'avait jamais été remarqué. On peut y relever une excellente coupe qui montre de bas en haut (fig. 23) :

1) Calcaires à accidents siliceux du Dogger, passant vers le haut à des calcaires en petits bancs, pétris de « filaments » ; ceux-ci passent eux-mêmes progressivement à des calcaires noduleux se chargeant de marnes rouges à nombreux débris d'Ammonites parmi lesquelles Tintant a reconnu :

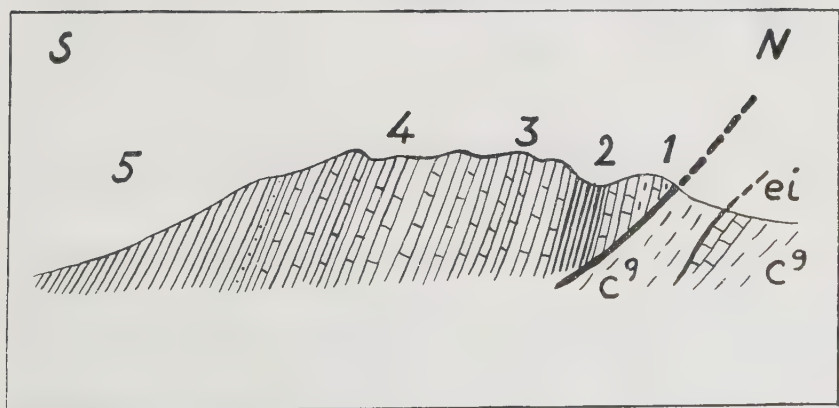


FIG. 23. — Coupe du Jurassique du Djebel Aïn el Hadjela
 Les nos renvoient au texte ; c9 : Sénonien ; ei : Éocène inférieur

Peltoceras (*Gregoryceras*) *toucasianum* d'Orb.,
Perisphinctes (*Dichotomosphinctes*) *sp.*,
 — (*Biplices* ?) *sp.*

Il s'agit de formes argoviennes ; là encore le faciès « ammonitico-rosso » est argovien dès son extrême base.

2) Des marnes lie de vin, à rares passées calcaires, formant une très belle combe.

3) Calcaires en petits bancs, parfois noduleux et à intercalations rougeâtres, présentant alors le faciès tithonique typique ; rares débris d'Ammonites ; on reconnaît en plaque mince (dét. J. Magné) :

Calpionella alpina Lorenz,

— *ellipticus* Cadisch,

Tintinnopsella carpathica Murg et Filip.,

Stenosemellopsis hispanica Colom,

Globochaete alpina Lombard.

4) Calcaires en petits bancs du Berriasien et du Néocomien à Ammonites.

5) Flysch crétacé (Albien ?)

f) Le Kef N'Hal.

Dessiné sur la carte au 1/500.000, ce massif avait été visité par M. Dalloni, qui y voyait une lame verticale de Lias recouverte tant au N qu'au S par le flysch albien (1936, p. 30).

Il fournit en réalité une bonne coupe de Lias, du Dogger, du Malm. On relève de bas en haut (fig. 24 et 165) :

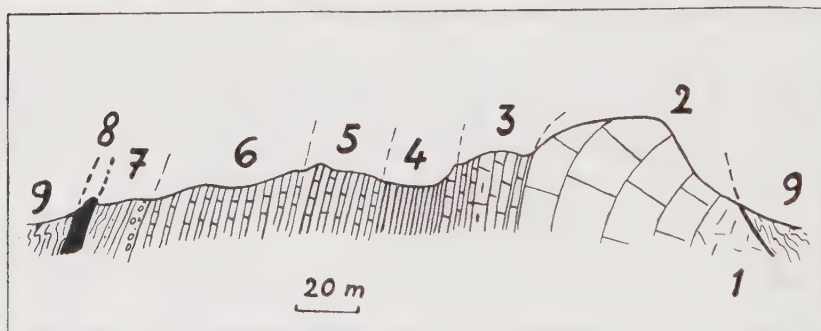


FIG. 24. — Coupe du Kef N'Hal

Les nos renvoient au texte ; la trace de la coupe se trouve sur la fig. 165.

1) Dolomies localement minéralisées, appartenant très probablement au Lias inférieur.

2) Calcaires massifs, compacts, gris-bleu clair, quelquefois oolithiques et graveleux ; il s'agit du même faciès que le niveau 2 du Grand Pic, donc de Lias moyen.

3) Calcaires en bancs à débris d'Ammonites et à *Cancellophycus* ; quelques intercalations de marnes gris-bleu, sableuses, ayant fourni quelques foraminifères à cachet jurassique ; cette barre calcaire se subdivise en :

— 15 m de calcaires en petits bancs, à très rares silex :

- 6 m de calcaires, soit en dalles de 10 à 50 cm, soit plus ou moins feuilletés, à lits siliceux bruns ; les calcaires du sommet contiennent des « filaments ».
- Moins d'un mètre de calcaire rognonneux, gris-bleu, à débris d'Ammonites, recouvert de calcaires marneux rouges, noduleux, à Ammonites.

Tous ces faciès peuvent facilement être rangés dans le Dogger ; le niveau noduleux à Ammonites du sommet correspond très probablement à la base de l'Argovien comme au Grand Pic, dans le massif de la Sra Abd el Kader et au Djebel Batha.

4) 30 m de marnes lie de vin formant la combe argovienne.

5) 12 m de calcaires en banc de 10 à 50 cm, à patine verdâtre, surmontés par une barre de 7 m de calcaires à patine gris-bleu, rognonneux, encadrés par des marno-calcaires rougeâtres (Malm-Tithonique).

6) Calcaires en petits bancs du Néocomien.

7) Flysch albien, avec conglomérat de base.

8) Trias jalonnant un contact anormal.

4) CONCLUSIONS STRATIGRAPHIQUES

Rien ne s'oppose à admettre que les niveaux liasiques antérieurs au niveau 3 du Grand Pic, c'est-à-dire le Lias inférieur et le Pliensbachien, aient dans tous les massifs des épaisseurs comparables (de l'ordre de 350 à 400 m).

Au Lias moyen, au Lias supérieur et peut-être au début du Dogger, correspondent des niveaux d'épaisseur et de faciès très variables ; ceci est dû, l'analyse de la série du Grand Pic le démontre, au jeu puis au rejeu de failles d'âge liasique. Cette phase tectonique fut relativement importante puisqu'elle provoqua dans une région qui reste inconnue, l'émersion d'une île constituée de terrains antéliasiques que l'on rencontre actuellement en galets dans les grès du Lias.

En attendant qu'une stratigraphie suffisamment précise puisse être établie dans tous les massifs entourant le Grand Pic, ces mouvements peuvent, à notre avis, expliquer à eux seuls la variété de toutes les coupes rencontrées.

Le Malm et le Tithonique offrent, en tenant compte de la transgression albienne, des caractères sensiblement constants dans tous les massifs.

D. LE JURASSIQUE EMBALLÉ DANS LE TRIAS

Il n'est pas rare de rencontrer, au sein du complexe triasique, des blocs de calcaires dont les faciès s'apparentent à ceux du Jurassique connu en place. Nous les avons donc attribués au Jurassique, mais cette assimilation reste à prouver par la découverte de fossiles. Signalons les lambeaux suivants :

1) *Le Lias de Sidi Zeroumimoun.*

Il apparaît sur la feuille de Teniet el Haad en $x = 450,6$
 $y = 295,5$.

On observe environ 30 m de calcaires gris-bleu, plus ou moins dolomitiques et bréchiques ; localement il s'agit de calcaires cristallins en petits bancs ; les éléments des brèches, qui sont sédimentaires parce qu'interstratifiées dans la série, ont des dimensions qui varient de quelques cm^3 à près d'un m^3 ; la nature des galets est sensiblement identique à celle de la pâte. Il s'agit probablement, d'après les faciès, de Lias inférieur.

2) *Le Jurassique du Koudiat el Rhorfa.*

Sur la feuille de Taine, en $x = 438,7$ $y = 276,3$ et au milieu du Trias qui jalonne la base de la nappe C, apparaissent des blocs de calcaires en petits bancs, à patine gris-bleu à crème. Ils contiennent des débris de Lamellibranches malheureusement indéterminables. On observe au microscope, de petites et fines coquilles de Bivalves, des sections de Gastéropodes, des Coprolithes de Crustacés et peut-être des Ostracodes. C'est un microfaciès qui, d'après M. J. Cuvillier, pourrait être jurassique.

3) *Des calcaires à silex noirs.*

Ils jalonnent le Trias du Koudiat bou Heraa (feuille El Meddad. en $x = 416,8$ $y = 283,7$) et du Djebel el Aggoun (f. Teniet el Haad, $x = 436,4$ $y = 298,2$).

A cet endroit, les calcaires sont très transformés et recristallisés ; on y observe de nombreux cristaux de néoformation de quartz et de leuchtenbergite. Soulignons à ce propos que nous n'avons jamais rencontré du Jurassique daté ayant subi d'aussi importantes modifications ; celles-ci sont par contre, fréquentes chez les sédiments triasiques ; l'hypothèse d'un âge triasique ne peut donc être exclue d'autant plus que l'on connaît des calcaires à silex dans le MuschelKalk du Constantinois (M. Durand-Delga 1955).

4) *D'autres pointements de calcaires sont à signaler :*

aux environs de Trolard Taza (f. Teniet el Haad) en $x = 461,7$
 $y = 282,85$ et $x = 466,6$, $y = 282,9$;
 dans le Trias des Matmatas (f. Pont du Caïd) vers $x = 461,8$
 $y = 306,3$;
 dans le Trias de Letourneux (f. Letourneux) ;
 dans le Trias de Dutertre (f. Teniet el Haad) en $x = 446,8$
 $y = 294,9$;
 dans le Trias des Beni Zoug Zoug (f. Pont du Caïd) en $x = 447,2$
 $y = 316,3$.

Maints autres blocs calcaires, de dimensions réduites, parsèment les affleurements triasiques.

E. LE JURASSIQUE EN GALETS

1) DANS LE MIOCÈNE INFÉRIEUR DES NAPPES B ET C

Le Miocène des unités allochtones (nappes B et C) contient une grande diversité de galets dont l'étude, malheureusement très longue, est des plus instructives, tant pour les reconstitutions paléogéographiques des temps miocènes, que pour faire avancer nos connaissances sur la stratigraphie du Jurassique. En effet, les affleurements de ce dernier ne couvrent que peu de surface dans l'Ouarsenis (de l'ordre du 1/100 du territoire étudié) ; pour compenser la rareté des affleurements, l'étude des conglomérats ne saurait donc être négligée.

a) Nappe B.

Le Kef Sidi Lassene (f. Bourbaki, x = 408, y = 266) est constitué de Miocène inférieur reposant sur de l'Albien ; le Miocène de base est très détritique ; il contient une très grande diversité de galets où l'on reconnaît, en dehors de rares roches volcaniques antéliasiques, du type andésite, les faciès jurassiques suivants :

- calcaires à silex, dont le faciès rappelle tout à fait le Dogger de l'Ouarsenis ;
- grès calcaire, à petits éléments de quartz et de roches volcaniques, tout à fait analogue au grès du Bajocien ou du Lias moyen du Grand Pic ;
- calcaire oolithique et pisolithique, noir, à rares débris de quartz et roches volcaniques, représentant une variante du niveau précédent ;
- calcaire nodulaire, ressemblant parfaitement au Tithonique du massif culminant.

Un examen très attentif des conglomérats miocènes, nous fournirait peut-être en d'autres endroits, des galets du Jurassique.

b) Nappe C.

Le Miocène inférieur conglomératique qui couronne cette unité sur la feuille de Teniet el Haad (à l'E de Dutertre, en x = 451, y = 294 et à l'E de Trolard Taza) contient probablement des galets de Jurassique. A. Lambert et M. Durand-Delga y ont reconnu, au cours d'une tournée commune, des faciès évoquant le Jurassique et en particulier celui de la chaîne calcaire ; ceci est

d'autant plus vraisemblable que, parmi les galets de ce Miocène, on en connaît qui proviennent certainement de la chaîne calcaire (Lutétien supérieur à *Nummulites aluricus*).

2) DANS LE SÉNONIEN DE LA NAPPE B

Le Sénonien de la partie supérieure de la nappe B est chargé de lits conglomératiques ; parmi les galets de nature très variée (voir chapitre Sénonien), on rencontre des faciès qui rappellent le Jurassique ; il s'agit de dolomies (Infralias ?) et de calcaires oolithiques, graveleux, à Polypiers.

F. CONCLUSIONS STRATIGRAPHIQUES

Le Jurassique nous montre souvent, malgré de notables variations de puissance et de faciès, des séries lithologiques comparables. Mis à part quelques épisodes accidentels, rien n'indique la proximité de rivages, de ce fait malgré la rareté des affleurements et la présence quasi-constante d'une couverture crétacée, il est extrêmement probable que le Jurassique constitue le substratum profond de tout l'Ouarsenis.

Au massif culminant et au Koudiat Larouah on retrouve, comme dans beaucoup d'autres régions telliennes :

- un Lias basal dolomitique ;
- un Lias inférieur (?) et moyen formé de calcaires compacts, massifs, oolithiques, à nombreux organismes dont spécialement des Brachiopodes ;
- un Lias supérieur assez marneux ;
- un Dogger constitué de calcaires à *Cancellophycus* et à accidents siliceux ;
- un Malm à faciès « ammonotico-rosso » ;
- un Tithonique marno-calcaire à Calpionelles.

Il faut cependant y souligner les traits particuliers suivants :

- existence d'une tectonique cassante d'âge liasique, ayant perturbé la sédimentation ;
- présence dans le Lias moyen et supérieur d'intercalations détritiques qui étaient alimentées par des îles ; la surrection de ces dernières fut provoquée par la phase tectonique précitée ;
- existence au seul sommet de la barre calcaire médio-jurassique de calcaires à « filaments » ;
- absence de fossiles oxfordiens dans le faciès ammonotico-rosso ;
- possibilité de l'allure transgressive de l'Argovien sur le Dogger et de la lacune de l'Oxfordien, ou existence d'un Oxfordien calcaire.

Il n'est malheureusement pas encore possible de savoir comment tous ces niveaux se prolongent vers le N, dans les massifs du Chélif ; plusieurs faciès sont là totalement aberrants, en particulier ceux du Zaccar.

Des conclusions stratigraphiques complètes ne pourront être dégagées qu'après une étude précise de la zone du Chélif.

LE NÉOCOMIEN

La sédimentation calcaire de la fin des temps jurassiques se poursuit sans changement appréciable au cours du Néocomien (Valanginien-Hauterivien) de sorte qu'il est lithologiquement impossible de séparer le Tithonique des premiers niveaux crétacés.

C'est seulement au sommet du Néocomien qu'apparaissent de nouveaux faciès ; il s'agit d'intercalations marneuses ou schisteuses qui ne se développeront cependant vraiment qu'au Barrémien.

Tout comme les affleurements jurassiques auxquels ils sont la plupart du temps intimement liés, les affleurements de Néocomien restent réduits aux régions suivantes :

- autochtone : **massif de Rouina** (f. de Carnot), **Koudiat Larouah** (f. de Beni bou Douane) et **massif de l'Amrouna** (f. Teniet el Haad) ;
- para-autochtone : **massif culminant de l'Ouarsenis**.

Mais le complexe triasique qui jalonne les contacts anormaux contient lui aussi quelques blocs de Néocomien.

A. LE NÉOCOMIEN DES MASSIFS DU CHÉLIFF

Le Néocomien n'est bien caractérisé que dans le massif de Rouina.

Ailleurs, et en particulier sur le territoire de la feuille de Miliana (massif de Litré et du Zaccar), on rencontre sous l'Albien daté, mais dans des situations tectoniques souvent douteuses, d'épaisses formations de schistes bleus qui furent attribués au Néocomien au sens large (Barrémien compris) (L. Glangeaud, 1932, L. Glangeaud, A. Caire, M. Mattauer, 1951).

Cette série des schistes bleus ne put cependant être rigoureusement datée, puisqu'elle ne fournit que de très mauvais débris d'Ammonites (*Phylloceras* sp., *Parahoplites* sp.) et d'Aptychus. Par analogie avec les séries relativement bien datées de la région de Teniet el Haad, et de celles du Bou Maad (L. Glangeaud, 1932) nous admettrions volontiers qu'il s'agit surtout de Barrémien. Mais la découverte, à la base de la série,

d'un *Aptychus* du groupe de *Didayi* (Coq.) (dét. M. Durand Delga) forme réputée anté-barrémienne, indiquerait la présence de Néocomien et peut-être d'Hauterivien.

Dans le massif de Rouina, c'est au-dessus du Malm (Argovien à faciès « ammonitico-rosso » et calcaires tithoniques) qu'apparaissent des calcaires (niveaux 7 de la fig. 16) ressemblant aux calcaires néocomiens de l'Ouarsenis et du Koudiat Larouah ; ils contiennent d'ailleurs à leur base quelques rares calpionnelles (*C. alpina*, *C. elliptica*, *C. sp.*), qui, d'après J. Magné, appartiennent probablement au Tithonique-Berriasien.

Plus haut dans la série et tout près des niveaux transgressifs du Miocène, la série devient plus marneuse et contient en $x = 417,85$, $y = 323,5$ des pyriteux. C'est peut-être ce même gisement que Brives avait déjà remarqué (Brives, 1925). Bien qu'indéterminables spécifiquement, ces pyriteux (surtout des Phylloceratidés), présentent un net cachet néocomien.

Dans le Massif des Attafs, le Néocomien existe probablement avec le Tithonique, au sein de la série de calcaires en petits bancs alternant avec des schistes verdâtres qui apparaît vers $x = 405$, $y = 323,25$ (f. au 1/50.000 de Carnot). C'est en effet (stratigraphiquement) au-dessus du faciès « ammonitico-rosso », très vraisemblablement argovien qu'apparaissent ces calcaires, à l'occasion d'un synclinal déversé vers le Sud.

B. LE NÉOCOMIEN DU KOUDIAT LAROUAH

La série de calcaires en petits bancs d'environ 200 m qui surmonte la combe argovienne a fourni à Brives (1925b), mais à un niveau non précisé, les Ammonites pyriteuses suivantes du Valanginien supérieur :

Kilianella Roubaudi

Lyssoceras Graasi d'Orb.

Holcostephanus Astieri d'Orb.

Dans la même série Y. Gourinard a récemment découvert (1952) des Calpionelles qui indiquent l'existence de niveaux tithoniques et néocomiens ; il s'agit de :

Calpionella alpina Lorenz,

Calpionellites neocomensis Colom,

Tintinnopsella carpathica M. et F.,

Stennosemellopsis hispanica Colom.

Cependant, une partie de la série essentiellement schisteuse qui surmonte normalement ces calcaires à Calpionelles appartient sans doute encore au Néocomien et non à la couverture « post-néoco-

mienne » comme le pensait Y. Gourinard (1952) ou à l'Albo-Aptien comme le supposait Brives (1925b).

Au sein des argiles schisteuses et de couleur généralement bleuâtre sombre ou verdâtre, à très rares passées quartziteuses, on trouve en effet d'importantes intercalations de calcaires marneux, feuilletés ou en dalles, à patine claire et à cassure bleu sombre. Or, ces calcaires nous ont fourni, spécialement vers $x = 403,3$, $y = 306,7$, le long de la piste de Lamartine à la maison forestière de Draa Messaoud (voir fig. 25), des Ammonites pyriteuses et des *Aptychus gr. angulocostatus* (Pet.) (dét. M. Durand-Delga), formes connues depuis le Berriasien jusqu'au Barrémien. Bien que les Ammonites soient, en raison de leur mauvaise conservation, mal déterminables spécifiquement (M^{me} Basse y a reconnu des Lytoceratidés), elles offrent un incontestable cachet néocomien.

Le faciès de ces calcaires est en outre tout à fait analogue à celui de l'Hauterivien supérieur de la feuille de Teniet el Haad, et à celui des calcaires néocomiens à *Leptoceras* du Bou Maad (Glangeaud, 1932) ; dans les deux cas, les mêmes schistes bleus les encadrent.

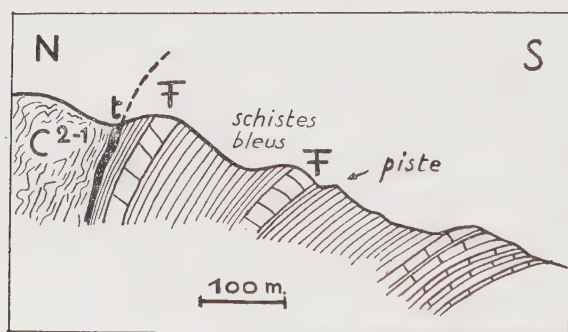


FIG. 25. — Coupe du Néocomien du Koudiat Larouah montrant l'allure des calcaires à pyriteux au sein des schistes bleus.
c2-1 : Albien ; t : Trias.

Le Néocomien du Koudiat Larouah se termine donc très probablement comme dans d'autres régions de l'Algérois par une série schisteuse à intercalations calcaires. En l'absence de coupe continue (un contact anormal couronne ce Néocomien tout autour de l'anticlinal du Koudiat Larouah), il est malheureusement impossible de fournir plus de précisions.

C. LE NÉOCOMIEN DU MASSIF CULMINANT

(voir fig. 166)

La macrofaune et la microfaune caractérisent bien le Néocomien du massif culminant. Il s'agit d'environ 150 m de calcaires en bancs bien réglés de 20 à 50 cm d'épaisseur ; comme au Koudiat Larouah, ce sont des calcaires sublithographiques à patine claire, à cassure bleuâtre ou verdâtre ; les marnes ne forment que de minces intercalations.

Des pyriteux apparaissent souvent tout dégagés à la surface des bancs. M. Dalloni (1932) signale :

- Phylloceras infundibulum* d'Orb.
- *calypso* d'Orb.
- *Tethys* d'Orb.
- Lytoceras quadrisulcatum* d'Orb.
- *juilleti* d'Orb.
- Lissoceras graisianum* d'Orb.
- Hoplites (neocomites) neocomensis* d'Orb.
- (*Kilianella*) *Roubaudi* d'Orb.
- Saynoceras verrucosum* d'Orb.
- Holcostephanus hispanicus* Mall.
- Bochianites neocomensis* d'Orb.

L. Calembert signale de son côté (1952) :

- Astieria sayni* Kil.
- cf. *Athurstoni* Sharpe
- *convulata* var. *Koenen* sp.
- Neocomites occitanicus* Pict.
- Leopoldia* cf. *Biassalensis* Karak.
- Thurmannia Thurmanni* P. et C.

Cet auteur signale en outre à la suite de Y. Gourinard la présence de Calpionelles parmi lesquelles :

- Calpionellites Darderi* Colom
- *neocomiensis* Colom
- Stenosemellopsis hispanica* Colom
- Tintinnopsella carpathica* M. et F.
- Favelloides pseudoserrata* Colom
- Calpionella alpina* L.
- *elliptica* C.

Ces formes caractériseraient d'après L. Calembert, le Berriasien, le Valanginien et l'Hauterivien ; l'individualisation de ce dernier étage nous semble cependant douteuse, car d'après de nombreux auteurs et en particulier M. Durand-Delga, en Afrique du Nord et jusqu'à présent « les faciès à Calpionelles ne semblent en tout cas jamais dépasser le Valanginien franc » (1954, p. 269).

Les arguments paléontologiques indiquent au premier abord que le Néocomien est complet au sein d'une série compréhensive. Il faut cependant remarquer qu'en raison du caractère transgressif du flysch albien (qui repose tant sur le Jurassique que sur le Néocomien), les parties tout à fait supérieures du Néocomien pourraient manquer.

L'Hauterivien supérieur franc n'a en effet pas encore été vraiment caractérisé au sommet du Néocomien et peut-être a-t-il été érodé avant la transgression albienne. Cette hypothèse est en tout cas très vraisemblable, car nous avons découvert, au *sommet* du Néocomien, en $x = 403,6$, $y = 284,8$ (dét. M. Durand-Delga), *Bochianites glaber* Kitchin, forme ne dépassant pas l'Hauterivien inférieur.

Des doutes subsistent donc quant à la partie supérieure du Néocomien.

Rappelons que L. Calembert (1952) pense que la puissance variable du Néocomien est due à des mouvements contemporains de la sédimentation, ceux-ci auraient provoqué l'« approfondissement d'une fosse » ayant été compensée par un « soulèvement marginal qui représente le mouvement positif le plus important enregistré dans le fond sous-marin de l'ombilic » (1952, p. 236). Mais comme l'épaisseur variable du Néocomien est sans nul doute *surtout* imputable à la transgression albienne (voir chapitre correspondant), cette interprétation reste bien fragile.

Dans ces conditions, rien ne prouve, à notre avis, que les différents affleurements de Néocomien du massif culminant présentent de notables variations de faciès et de puissance ; seules des études très détaillées pourraient le prouver, mais celles-ci n'ont pas encore été entreprises puisqu'on s'est jusqu'à présent contenté d'énumérer en vrac tous les pyriteux (les Calpionelles ne permettent pas d'individualiser l'Hauterivien) ramassés dans différents niveaux et à des endroits bien différents qui ne sont généralement pas bien localisés.

De telles études ne permettent évidemment pas de tirer des conclusions très précises.

D. LE NÉOCOMIEN DU MASSIF DE L'AMROUNA

On parla très tôt du Néocomien des environs de Teniet el Haad. Nicaise (1870), puis Pomel (1889) citèrent les fossiles suivants : *Ammonites Thelys*, *A. infundibulum*, *A. compressissimus*, Belemnites plates. Ficheur distingue ensuite (1901) sous l'Aptien, un

Néocomien inférieur, moyen et supérieur ; bien que, vu l'époque, son Néocomien englobe encore le Barrémien, il admet donc l'existence de Valanginien et d'Hauterivien. Le Néocomien de ces auteurs présentait des faciès essentiellement néritiques, tout différents de ceux connus ailleurs dans le Tell environnant. M. Dalloni souligne ce surprenant caractère aberrant (1932, p. 15).

En réalité, tous ces terrains « néocomiens » appartiennent au Barrémo-Aptien ; la démonstration en sera faite dans le chapitre correspondant auquel nous renvoyons.

Le Néocomien existe cependant aux environs de Teniet el Haad, non dans le massif du Djebel Rhiles, ou des Matmatas, comme le pensaient les anciens, mais à la base de la série monoclinale de l'Amrouna (fig. 26) et sous un faciès qui n'est pas du tout néritique.

La série de l'Amrouna est essentiellement constituée, sous les calcaires barrémo-aptiens, de schistes bleus à intercalations quartziteuses ; mais à la base, ces schistes se chargent d'intercalations calcaires et l'on passe progressivement à une série essentiellement calcaire de plus de cent mètres de puissance. Ces calcaires se présentent en petits bancs bien lités, séparés par des niveaux schisteux ; ils ont une patine claire, blanchâtre à brunâtre ; leur cassure est d'un bleu sombre. Ils passent souvent insensiblement aux schistes bleus encaissants ; ils sont alors feuilletés et se délitent en plaquettes. La plupart du temps, les calcaires sont très finement gréseux ; ils ne contiennent alors aucune microfaune. Ce n'est qu'à l'extrême base que l'on rencontre des calcaires francs qui nous ont fourni une association caractérisant le Berriasien avec (dét. J. Magné) :

Calpionella alpina Lorenz,

— *elliptica* Cadisch,

Calpionellopsis sp.,

Tintinnopsella carpathica Murg. et Filip.,

Globochaete alpina Lombard et des Radiolaires.

La barre calcaire supérieure contient de son côté, de nombreux pyriteux (gisements en $x = 444,9$, $y = 292,1$ et $x = 445,5$, $y = 293,65$), malheureusement de petite taille et difficilement déterminables. M^{me} Basse de Ménorval y a cependant reconnu :

Olcostephanus asterianus d'Orb.,

Ancyloceras sabandianus P. et L.,

Hamulina astieri d'Orb.,

Neocomites cryptoceras ou *astellanense* d'Orb.,

Kilianella pexyptichus Uhlig

Holcodiscus caillaudianus d'Orb.

Spitidiscus sp.

Leptoceras, plusieurs espèces

Aptychus seranonis Coq.

Malgré le manque d'homogénéité de la faune, il s'agirait d'Hauterivien supérieur. Les schistes bleus qui surmontent ce niveau fossilifère appartiennent-ils déjà au Barrémien ? En l'absence de fossiles rien ne permet de l'affirmer. Comme les schistes bleus existent déjà sous la barre calcaire à pyriteux, il est probable que la limite de ces deux étages se place quelque part au sein de l'épaisse série de schistes bleus, encadrée au sommet par un Barrémien néritique et à la base par de l'Hauterivien.

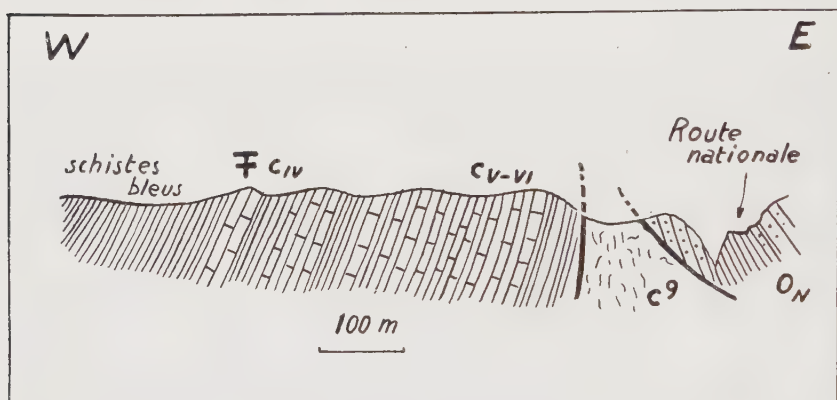


FIG. 26. — Coupe du Néocomien du compartiment monoclinal de l'Amrouna
 C_{IV} : Hauterivien ; C_{v-vi} : Berriasien — Valanginien
 C₉ : Sénonien ; O_N : Oligocène à faciès numidien,

Remarquons que le faciès de ces calcaires à pyriteux est tout à fait analogue à celui du Néocomien supérieur du Koudiat Larouah, à celui du Bou Maad (Glangeaud 1932) et de la Chiffa (Glangeaud 1932). Dans tous les cas cités, des schistes bleus, plus ou moins développés, s'associent aux calcaires. Nous sommes donc là en présence d'un faciès schisto-calcaire, bien différent des habituelles marnes à pyriteux, si répandues dans le Néocomien du Tell algérien.

E. LE NÉOCOMIEN EMBALLÉ DANS LE COMPLEXE TRIASIQUE

Parmi les débris de couverture post-triasique qui ont été entraînés avec les gypses triasiques, on trouve des faciès qui rappellent tout

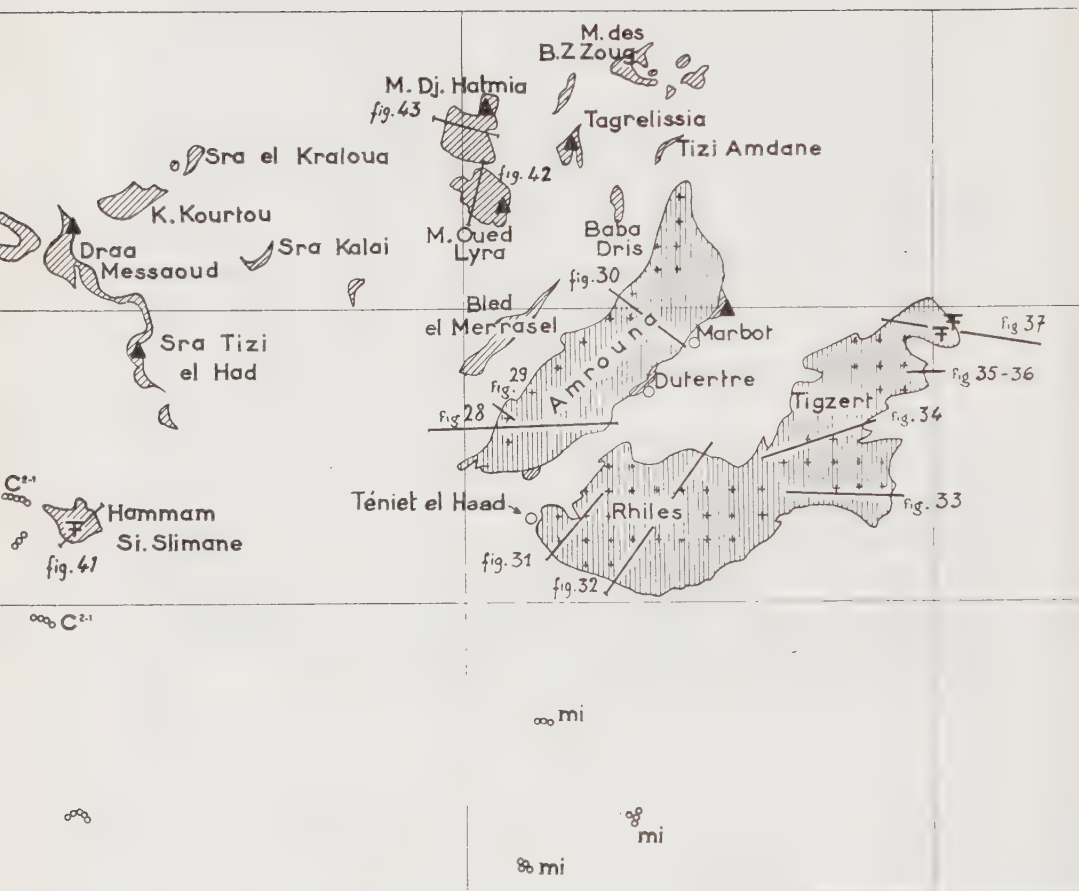
à fait les schistes et calcaires de la partie supérieure du Néocomien. Il s'agit de calcaires parfois légèrement gréseux, à patine claire, grise ou crème, plus ou moins schisteux, et à cassure bleu-noir ; ils n'ont fourni que des débris d'Ammonites pyriteuses indéterminables, mais à cachet néocomien. Les affleurements les plus typiques se rencontrent :

— sur la feuille de Teniet el Haad : en bordure du grand affleurement triasique situé à l'E de Marbot (en $x = 454$ $y = 298,3$) ; dans le Trias qui jalonne le contact autochtone — complexe A — nappe B, aux environs de Dutertre (en $x = 446,85$ $y = 294,85$ et en $x = 446$ $y = 294$, au bord de la route nationale) ;

— sur la feuille d'El Meddad, dans le Trias qui s'intercale entre l'Éocène supérieur et le Cénomani en $x = 418$ $y = 282,6$.

F. CONCLUSIONS STRATIGRAPHIQUES

Vers la fin du Néocomien se produit une importante modification lithologique : les calcaires à grain fin, riches en Calpionelles ou en pyriteux, sont peu à peu remplacés par des schistes azoïques et finement détritiques. C'est du moins ce que l'on observe dans la majorité des cas (Chélif, région de Teniet el Haad, Koudiat Larouah) ; il n'y a guère que le massif culminant de l'Ouarsenis qui fasse exception ; mais l'allure transgressive du flysch albien peut facilement expliquer ce caractère exceptionnel.



BARREMO-APTIEN Répartition des affleurements



Massifs autochtones
a: Faciès calcaire

⌘ Gisement d' Ammonites

▲ " d' Orbitolines
dans le Complexe A



Faciès du Complexe A



Aptien en galet dans l'Albien (C²¹)
et le miocène (mi)

FIG. 27

LE BARRÉMO - APTIEN

Après un épais épisode essentiellement schisteux, on voit apparaître, au sein du Barrémo-Aptien autochtone, de nombreuses et importantes intercalations néritiques : lumachelles, calcaires à Polypiers, à Rudistes, à Orbitolines... ; elles sont l'indice d'une importante modification paléogéographique et lithologique. Le Barrémo-Aptien est de ce fait bien reconnaissable ; il l'est d'autant mieux qu'il est encadré, à la base par les niveaux pélagiques du Néocomien et au sommet par les formations détritiques de l'Albien.

Dans le détail, son étude reste cependant laborieuse : sa puissance est grande (plus de 1000 m), ses faciès sont nombreux et varient rapidement, les Ammonites restent rares, les failles sont abondantes. Des observations précises s'avèrent donc nécessaires.

L'étude du Barrémo-Aptien se complique encore lorsqu'on quitte les terrains autochtones, car les faciès varient d'autant plus qu'on s'adresse à des terrains d'origine plus lointaine. Dans le Complexe A, les calcaires néritiques deviennent beaucoup moins abondants et se noient dans une série schisteuse ; dans la nappe C toute trace de calcaire a pratiquement disparu.

Nous étudierons successivement les affleurements suivants :

- **massifs autochtones** de la région de Teniet el Haad,
- **Complexe A,**
- **nappe C.**

Nous terminerons enfin en examinant les galets que l'on rencontre dans le Miocène inférieur.

A. LE BARRÉMO-APTIEN DES MASSIFS AUTOCHTONES DE LA FEUILLE DE TENIET EL HAAD

Les niveaux fossilifères du Barrémo-Aptien des environs de Teniet el Haad furent très vite remarqués par les premiers explo-

rateurs. Ceux-ci n'avaient cependant pas reconnu leur âge exact ; ils pensaient qu'il s'agissait de Néocomien (Nicaise, 1870 ; Pomel, 1890) et supposaient que le Barrémo-Aptien n'était pas représenté (Pomel, 1890, pp. 68-69). Mais cette opinion n'était fondée que sur de premières et rapides récoltes. Elle fut modifiée par l'étude que Ficheur (1900) consacra au Crétacé inférieur du massif des Matmatas (partie W de la feuille de Teniet el Haad). Cet auteur décrivit avec minutie plusieurs coupes, ramassa de nombreux fossiles et admit l'existence de Néocomien, d'Aptien et d'Albien. En raison des complications tectoniques, de l'absence de fond topographique, cette étude restait imparfaite, malgré d'excellentes observations.

Comme de nombreuses failles dénivellent le Barrémo-Aptien, ce n'était que grâce à des levés très détaillés qu'une stratigraphie fine du Barrémo-Aptien pouvait être établie.

La carte géologique au 1/50.000 de Teniet el Haad (M.M. 1958) où ont été reportés les principaux faciès de ce Crétacé inférieur, donnera une idée des difficultés rencontrées et permettra de suivre aisément les descriptions.

1) COUPES ET DESCRIPTION DU COMPARTIMENT MONOCLINAL DE L'AMROUNA

(voir fig. 27, 28, 29 et 134)

Cette unité tectonique très simple offre une coupe complète allant du Berriasien à l'Albien. Le « banc par banc » est possible sur la plus grande partie de la coupe mais pratiquement peu réalisable en raison de la très grande épaisseur de la série ; seul le sommet du Barrémo-Aptien est perturbé par quelques failles.

a) Coupe de l'Amrouna (fig. 28).

On relève de bas en haut, et au-dessus des calcaires à pyriteux de l'Hauterivien supérieur :

1) *Épaisse série essentiellement schisteuse*. Il s'agit de schistes le plus souvent bleus, quelquefois verdâtres, tout à fait analogues à ceux qui se trouvent sous le banc de calcaires hauteriviens ; ils sont souvent très finement détritiques et toujours azoïques.

A la base s'y intercalent de très rares bancs de calcaires microgrenus, peu épais (de l'ordre du mètre) à patine gris-bleu où l'on remarque quelques rares et mauvaises empreintes d'Ammonites, et des restes de Polypiers ; ces bancs sont soulignés par la présence d'arbustes qui y croissent beaucoup plus facilement que sur les schistes environnants.

Dès la base apparaissent des intercalations grés-quartziteuses, mais elles ne se développeront vraiment que vers le haut de la série ; les bancs de grès quartzites, à patine brune ou verdâtre se terminent souvent par des ripple-marks (voir planche 1, fig. 1 et 2).

Cette série de schistes bleus se poursuit avec la même monotonie jusqu'aux contreforts de l'Amrouna ; de nombreux et puissants niveaux de grès-quartzites, qui apparaissent en relief et soulignent la structure, viennent cependant s'y intercaler avec de plus en plus d'abondance ; ils sont toujours lenticulaires ; quelquefois les grès quartzites contiennent des galets d'argile rouge ou des nodules et il s'agit alors d'un faciès très caractéristique ; par moment la série prend l'allure d'un flysch où les bancs gréso-quartziteux offrent habituellement une surface supérieure à ripple-mark et une surface inférieure à figure de charge et de fluxion (voir p. 251 pour définition de ce terme).

1b) Quelques rares épisodes calcaires apparaissent à la partie supérieure de cette série essentiellement siliceuse qui perd vers le haut sa couleur bleue au profit de teintes verdâtres ; mais il ne s'agit que de marnes ou de marno-calcaires, gris-bleu à verdâtres, légèrement gréseux, le plus souvent plus ou moins schisteux et passant progressivement aux schistes ou marnes schisteuses encaissants ; ils n'ont pas livré de macrofaune, mais contiennent quelquefois une pauvre microfaune, tel en $x = 438,3$ $y = 291,5$ où J. Magné a reconnu une association caractérisant le Crétacé inférieur avec :

Epistomina scaphiocola,

— *cf. colomi*,

— *sp.*

Planularia crepidularis,

Lenticulina sp.

Au sommet coté 1230, situé en $x = 438,4$ $y = 289,4$, des grès quartzites blanchâtres contiennent des moules de Bivalves que l'on remarque particulièrement bien lorsque l'altération a transformé les grès quartzites en une roche pulvérulente très brune.

2) *Série schisto-gréso-calcaire*. Les intercalations calcaires apparaissent brusquement ; une série leur succède qui, bien que conservant des termes schisto-quartziteux, comporte de nombreux épisodes calcaires, marno-calcaires ou marneux.

Un niveau marneux situé à la base des premiers calcaires a fourni en $x = 437,5$ $y = 291,2$:

Heteraster oblongus d'Orb.

Toxaster colleanoi d'Orb.

caractérisant tous deux l'Urgo-Aptien.

A l'W de la faille de l'Amrouna et aux abords du sommet de l'Amrouna cette série se termine par la coupe représentée sur la fig. 29 ; les fossiles sont alors abondants (Echinides, Lamellibranches, Brachiopodes et surtout Orbitolines) ; les Ammonites restent malheureusement très rares (seuls ont pu être récoltés quelques mauvais débris) et il est de ce fait impossible de savoir à quel niveau précis de l'Aptien nous nous trouvons.

On distingue, de haut en bas, dans la coupe de la fig. 29 :

- 13 — Schistes et grès-quartzites ; très rares grès calcaires à Orbitolines,
- 12 — Marnes et calcaires gréseux à Orbitolines,
- 11 — Argiles schisteuses,
- 10 — Calcaire gréseux, oolithique et graveleux, à Orbitolines, passant progressivement vers le bas à 9,
- 9 — Calcaires gréseux rubannés et grès blancs,
- 8 — Calcaire à Orbitolines,
- 7 — Schistes verdâtres et grès-quartzites,
- 6 — Marnes gréseuses, calcaires rognonneux et calcaires zoogènes à Orbitolines, Huîtres, Polypiers...
- 5 — Marnes schisteuses et grès-quartzites à patine brune,
- 4 — Calcaire rognonneux à débris,

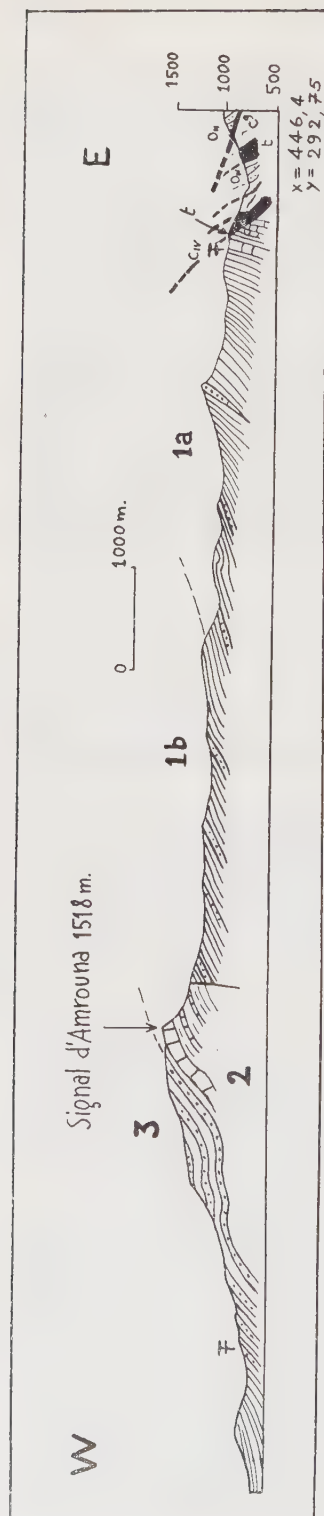


FIG. 28. — Coupe du compartiment monoclinal de l'Amrouna (partie méridionale)
 Le n^{os} renvoient au texte. t = Trias; C9 : Hauterivien; C9 : Oligocène à faciès numidien.

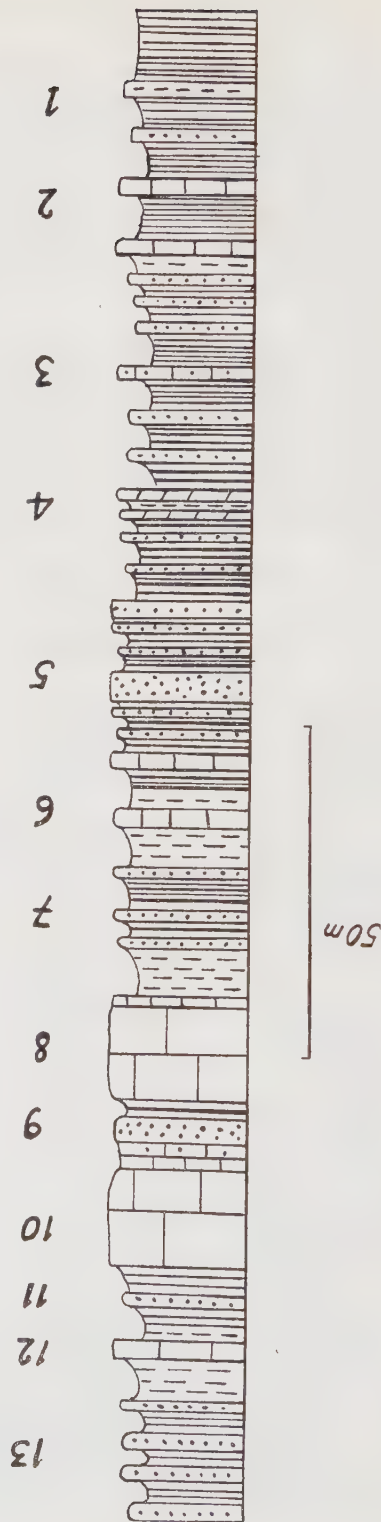


FIG. 29. — Coupe du Barrémo-Aptien du sommet de l'Amrouna. Les chiffres renvoient au texte.

- 3 — Calcaire gréseux,
- 2 — Calcaire à Rhynchonelles, Térébratules, Échinides et marnes gréseuses,
- 1 — Marnes schisteuses et niveaux à Huîtres, Lamellibranches, débris d'Ammonites,

3) Des schistes et grès-quartzites succèdent brusquement à cette série calcaire ; le Clansayésien est certainement présent dans cet ensemble (voir p. 155), mais il est pour le moment impossible de dater exactement la base de cette nouvelle série schisto-quartziteuse.

b) Coupe de Marbot-Sidi Aïssa (coupe fig. 30, tracé de la coupe sur fig. 27).

On peut relever, aux environs de Marbot, une excellente coupe du Crétacé inférieur.

On y distingue, comme plus au Sud de bas en haut :

1a) *Épaisse série de schistes bleus*. Les calcaires à pyriteux de l'Haute-rivien n'apparaissent pas ici car la série est entièrement schisteuse ; on remarque cependant, une barre de calcaires siliceux rubannés à l'E de Marbot.

Dans cette région, des marno-calcaires à patine gris-bleu clair, légèrement gréseux et plus ou moins schisteux, apparaissent, on les voit en particulier s'intercaler dans les schistes bleus au Koudiat Rhezlane vers $x = 452$, $y = 301$ (f. de Pont du Caïd).

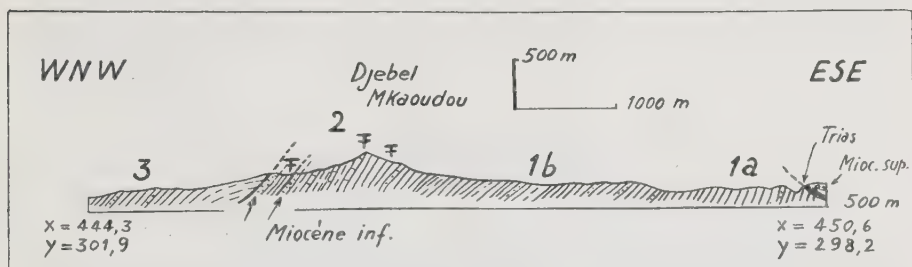


FIG. 30. — Coupe du monoclin de l'Amrouna (partie septentrionale).
Les n^{os} renvoient au texte.

Les schistes bleus verticaux, à très rares intercalations marno-calcaires, contiennent en $x = 449,2$ $y = 297,9$ au bord de la route nationale de Teniet el Haad à Alfreville, de mauvais débris d'Ammonites, d'Aptychus et de végétaux.

Aux environs du col situé entre Marbot et Dutertre ($x = 446,3$, $y = 296,2$), des bancs de grès quartzites montrent de très belles surfaces couvertes de plusieurs variétés de ripple-marks (voir planche 1, fig. 1 et 2).

Aux abords du col on retrouve vers $x = 445,9$ $y = 296,2$ un mince banc calcaire isolé au milieu des schistes et quartzites ; ces derniers contiennent souvent des débris végétaux indéterminables. A l'W de Marbot les « schistes bleus » passent, en montant dans la série, à des schistes verdâtres toujours chargés de grès-quartzites à ripple-marks. On y remarque des discordances intraformationnelles. Par endroits on est en présence d'un véritable flysch où alternent régulièrement schistes et grès-quartzites.

1b) : Le tiers supérieur de la série se charge d'intercalations marno-calcaires, plus ou moins schisteuses, n'ayant fourni que de très mauvais débris de pyriteux en $x = 450,1$ $y = 302,5$ et $x = 450,5$ $y = 305,9$.

Malgré ces intermédiaires calcaires, la série reste essentiellement schisto-gréseuse ; au sommet apparaissent pour la première fois de petites intercalations marno-calcaires ou calcaires fossilifères ; l'une d'elles, située en $x : 446,2$, $y = 299,85$ a fourni, outre des débris d'Huitres, de mauvais restes d'Ammonites dont (dét. Mme Basse de Ménorval) :

Ancyloceras juddi Coq.,

Lyloceras phestus Mat., toutes deux du Barrémien.

2) *Les sédiments marneux et calcaires* n'apparaissent vraiment que sur la crête de Sidi Aïssa ; ils y prennent brusquement un grand développement et constituent la série de tout le versant NW de la crête.

Au col même (en $x = 445,6$, $y = 299,8$) des marno-calcaires ont fourni :

Phylloceras guettardi Raspail (dét. Mme Basse de Ménorval),

Toxaster villei Gauth. (dét. J. Devries)

Toxaster gibbus d'Orb.

Exogyra latissima Lamarck.

Ce même niveau a fourni un peu plus au NE, où s'y associent de véritables lumachelles : *Henzia caicedi* Karsten du Barrémien (dét. Mme Basse de Ménorval) et *Exogyra latissima* Lamarck (Barrémien-Aptien).

La série continue avec une alternance de marnes, de niveaux marno-calcaires gris-bleu, quelquefois pétris d'Orbitolines, et de calcaires en petits bancs rognonneux, dont le faciès se rapproche de celui de l'Albien supérieur.

Cette série est recouverte par du Miocène inférieur conglomératique et grésocalcaire mais au-dessus de ce dernier, on voit réapparaître du Crétacé inférieur (fig. 30). Il s'agit de niveaux marneux, à nombreuses intercalations gréseuses ou grésos-quartziteuses donnant une allure de flysch ; les niveaux marno-calcaires ont fourni en $x = 446,4$ $y = 301,05$ (f. Pont du Caïd) de nombreuses Ammonites parmi lesquelles Mme Basse de Ménorval a reconnu :

Puzosia angladei Soyer (Barrémien supérieur-Aptien)

Puzosia matheroni d'Orb. (Aptien)

— — — *nov. var. matheroni*

Lyloceras aff. puezanum Haug (Barrémien supérieur-Aptien)

Desmoceras strettostoma Uhlig (Barrémien-Aptien)

Phylloceras morelianum d'Orb. (Aptien-Albien)

Procheloniceras albrechti austriacae Uhlig (Aptien inférieur)

Costodiscus nov. sp. aff. nodosocostatus Karakash (Aptien inférieur) et

Nautilus cerneuilli Vil. (Aptien)

On trouve en outre :

Toxaster collegnoi d'Orb.

Ennalaster subquadricus,

Ennalaster pomeli,

Trigonia ethra (Coq.),

Lima cf. undata (Desh.),

Neitheia atava Roemer,

Rhynchonella gr. multiformis (Roemer)

— *gr. gibbsiana* (Sow.)

Un autre gisement situé en $x = 447,3$ $y = 302,2$ a en outre fourni :

Costodiscus nodosostriatus Uhlig (Barrémien supérieur-Aptien)

Lyloceras crebrissulcatum Uhlig (Barrémien supérieur-Aptien)

Phylloceras rouyanum d'Orb. var. *baborensis* Coq. (Barrémien supérieur-Aptien)

Desmoceras sp.

Cette abondante faune caractérise nettement l'Aptien inférieur ; les relations de ce dernier avec les autres éléments de la coupe sont malheureusement inconnues par suite de la présence de Miocène inférieur intercalé au milieu du Barrémo-Aptien. Il n'en reste pas moins que cette faune d'Ammonites est une des plus belles d'Algérie où l'Aptien ne fournit, d'une façon générale, que peu de Céphalopodes.

3) *Flysch schisto-quartziteux* appartenant essentiellement au Clansayésien et à l'Albien ; à la base quelques niveaux marneux appartiennent peut-être encore à l'Aptien.

c) Conclusions.

Ces deux coupes du monoclinal de l'Amrouna, jointes à la cartographie détaillée qui en a été établie (voir f. au 1/50.000 de Teniet el Haad), mettent en évidence les faits suivants :

1) On rencontre à la base une épaisse série essentiellement schisteuse, et à très rares intercalations calcaires, qui atteint l'énorme puissance de plus de 2000 m. Quel est son âge exact ? ; en l'absence de fossiles, il est impossible de s'en faire une idée bien précise. Cette série est cependant encadrée par des niveaux fossilifères ; des pyriteux de l'Hauterivien supérieur ont été récoltés à la base ; des Ammonites barrémiennes ont été récoltées au sommet.

Il s'agit donc d'Hauterivien-Barrémien ; comme le gisement de base appartiendrait déjà à la partie supérieure de l'Hauterivien, il s'agirait donc surtout de Barrémien.

2) L'ensemble schisteux de base est couronné par une série où les intercalations calcaires et marneuses sont très fréquentes et où l'on rencontre une abondante macrofaune ; les calcaires sont souvent néritiques. La base de cet épisode à dominante calcaire appartient encore au Barrémien, mais il s'agit probablement surtout d'Aptien.

3) La sédimentation calcaire est brusquement interrompue par l'établissement d'une sédimentation schisto-gréso-quartziteuse, à faciès flysch, qui appartient peut-être encore à l'Aptien, mais où le Clansayésien est présent (voir p. 155).

4) Les calcaires du Barrémo-Aptien sont, soulignons-le, beaucoup plus développés dans la partie méridionale du massif de l'Amrouna ; dans la partie septentrionale située sur la feuille de Pont du Caïd, les bancs sont très réduits ou absents ; seules persistent des marnes gris-bleu, plus ou moins feuilletées ou schisteuses.

2) COUPES ET DESCRIPTION DU MASSIF DU RHILES

(voir fig. 31, 32 et 138)

Nous appliquons ce terme à tous les importants reliefs qui s'étendent entre le méridien de Teniet el Haad à l'W et la trouée de l'oued Tighzzert à l'E (au NW de Trolard Taza).

On retrouve ici une série de schistes bleus et une série calcaire. Tous les hauts sommets sont calcaires, tels le Kef Mezioud (1507 m), le Rhiles el Rharbi, le Rhiles Chergui (1606 m), le Djebel el Maadene (1578 m), le Chine el Guern (1527 m), etc... Les calcaires prennent donc un développement considérable ; ils couvrent de vastes surfaces qui sont façonnées par la morphologie typique des pays calcaires, avec notamment des gouffres, des avens et des champs de lapiez.

De nombreuses failles viennent malheureusement perturber l'allure tectonique très simple du massif du Rhiles (voir f. au 1/50.000 de Teniet el Haad) ; malgré leur faible rejet, ces failles rendent impossible d'une part, l'établissement d'une coupe stratigraphique complète et d'autre part, toute mesure d'épaisseur de la série calcaire qui n'est d'ailleurs pas complète parce que tronquée par la transgression miocène.

Nous ne décrivons donc que quelques coupes en signalant les gisements fossilifères découverts.

a) Coupe du Kef Mezioud (coupe fig. 31).

Seule la partie méridionale de la coupe fournit une bonne succession qui s'établit, de bas en haut, comme suit :

1a) *Schistes bleus*, à lentilles schisto-quartziteuses, prenant localement le faciès flysch ; ces schistes affleurent surtout à l'E de la coupe, où leur terme inférieur apparaît à l'occasion d'un ample bombement anticlinal.

1b) *Série schisto-grés-quartziteuse verdâtre*, avec très nombreuses intercalations quartziteuses, qui donnent un faciès flysch. On remarque alors des stratifications entrecroisées, de rapides variations d'épaisseur de bancs, de petites failles contemporaines de la sédimentation, des ripple-marks, etc... Au milieu de ces niveaux siliceux, apparaît une intercalation de marno-calcaires, bleu-gris, plus ou moins schistoïdes, à très rares débris d'Ammonites, qui vers l'E fournit un excellent niveau repère facilitant la cartographie (voir f. au 1/50.000 de Teniet el Haad).

A proximité de la cote 1433 (x = 441,4 y = 284,9) apparaît une mince intercalation marneuse à nombreux fossiles barrémien-aptiens dont :

Pseudodiadema malbosi Cotteau

Neitheia atava (Roemer) (Néocomien-Aptien)

Exogyra latissima Lamarck, var. *aquila* (Barrémien-Aptien)

Plicatula radiola (Aptien-Albien)

Terebratulula gr. sanctae crucis Catz. (Valanginien, Urgonien).

2) *Série à nombreuses intercalations calcaires* ; la plus importante d'entre elles constitue le sommet même du Kef Mezioud ; il s'agit alors de calcaires massifs à patine claire et à nombreux débris de fossiles. Les couches de passage à cette série calcaire, peuvent s'observer dans les tournants de la route de Teniet el Haad à Trolard Taza (vers $x = 440,5$ $y = 284,4$) ; au-dessus d'une barre de grès quartzites, gris, verdâtres ou violacés, alternant avec des marnes schisteuses vertes ou violettes, on remarque : des intercalations de calcaires cristallins à Polypiers et Lamellibranches, des marnes, localement gréseuses ou rognonneuses à Échinides dont : *Salenia prestensis* Desor (Urgonien-Aptien) et *Heteraster oblongus* (Urgonien-Aptien).

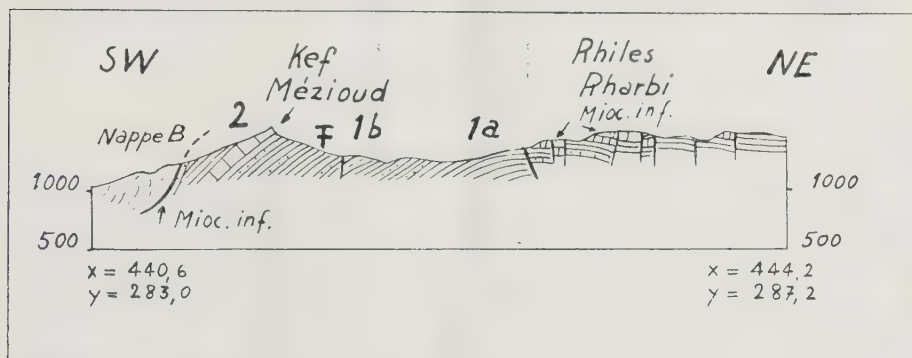


FIG. 31. — Coupe du Kef Mezioud.
Les nos renvoient au texte.

Au-dessus des calcaires massifs exploités en carrière, immédiatement sous la base du Miocène, des marnes schisteuses verdâtres ont fourni, en $x = 441,4$, $y = 283,65$, de mauvais débris d'Ammonites.

Cette même série a fourni beaucoup plus au N au Rhiles Rharbi un bon gisement fossilifère situé en $x = 444,8$ $y = 288,7$. Il contient notamment :

Neithea atava Roemer (Néocomien-Aptien)

Grammatodon cf. carinatus (Aptien-Cénomanién)

Holctypus macropygus Desor (Néocomien-Aptien).

b) Coupe de l'anticlinal du Rhiles (coupe fig. 32, et 138).

Cette coupe schématique n'est destinée qu'à montrer les difficultés d'étude de la série calcaire supérieure toujours hachée de failles. On retrouve les deux subdivisions essentielles :

1) *Série schisto-quartziteuse*, de couleur bleue à la base, verdâtre vers le sommet. Signalons l'existence sur le flanc S de l'anticlinal, au Resfa el Ksar (vers $x = 445,5$ $y = 282,5$) de grès quartzites roses, ou bruns, à galets rougeâtres, argileux qui sont probablement des nodules remaniés. Les mêmes bancs sont localement pétris de petits débris charbonneux de plantes indéterminables.

L'allure lenticulaire des intercalations gréseuses provoque, dans cette région, la formation de nombreux replis très compliqués dans le détail

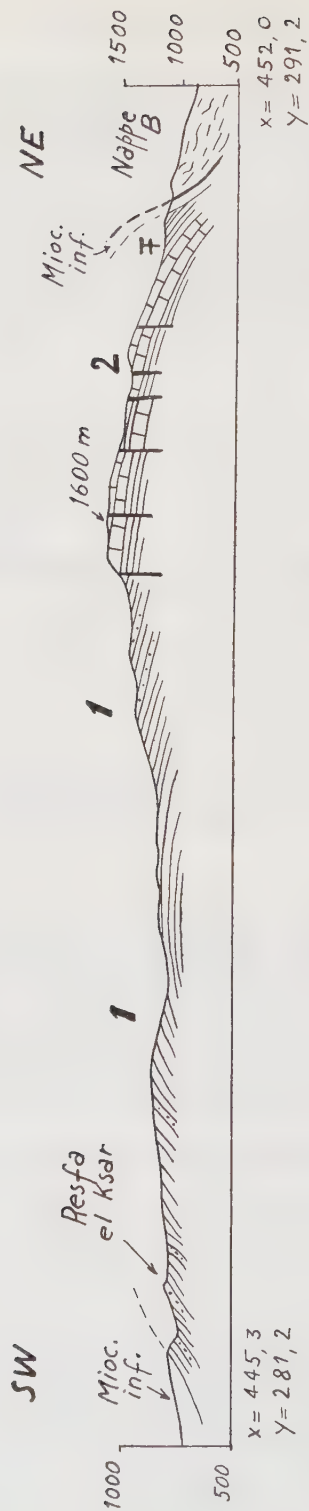


Fig. 32. — Coupe de l'anticlinal du Rhiles.
Les n^{os} renvoient au texte

qui sont associés à de petites cassures secondaires, dont quelques-unes seulement ont pu être marquées sur la carte géologique au 1/50.000^e de Teniet el Haad. Au sommet de cette série, on remarque, comme dans les coupes précédentes, en particulier au pied du Hadjar el Ahmar ($x = 451$ $y = 286$), des intercalations marno-calcaires.

2) *Série marno-gréseuse* à nombreuses et importantes intercalations de calcaires massifs, qui atteignent 100 m de puissance ; en raison de l'abondance des failles, il n'est pas possible de savoir combien de barres calcaires s'intercalent dans la série. Au Djebel el Maadene, on remarque dans les calcaires un banc de dolomies à patine brune.

Des niveaux marneux situés en $x = 451$ $y = 290$ ont fourni, outre les Échinides et Lamellibranches habituels, des débris d'Ammonites. Immédiatement à l'W, on peut récolter de très beaux calcaires à *Orbitolina lenticularis* Blum.

3) COUPES ET DESCRIPTION DU MASSIF DU DOUAR TIGHZERT

D'excellents affleurements de Crétacé inférieur forment l'ossature des importants reliefs, atteignant 1800 m, qui s'étendent de Trolard Taza au S jusqu'en bordure du Chélif. Cette région montagneuse se trouve presque entièrement sur le territoire du douar Tighzert, d'où le terme de massif de Tighzert que nous lui avons appliqué. Nous avons préféré ce terme à celui de « massif de Matmatas », employé par Ficheur au début du siècle (1902), pour la raison suivante : le Djebel Matmatas, d'où Ficheur tire son terme, n'est plus mentionné sur les cartes topographiques actuelles.

Ce territoire est très escarpé ; d'étroits ravins encaissés de plusieurs centaines de mètres le sillonnent ; les intercalations calcaires ont partout provoqué la formation d'importantes falaises. Il est par conséquent difficilement pénétrable, seule la route de Letourneux à Affreville le traverse ; ses sommets sont parmi les plus importants du Tell occidental : Ech Chaoun 1808 m, Djebel Tachta 1687 m.

La structure d'ensemble du Crétacé inférieur de ce massif est très simple ; il s'agit d'un monoclinal à pendage Est et de direction subméridienne. Un très important réseau de failles vient malheureusement, comme dans le massif des Rhiles, perturber cette simplicité. Ainsi nulle part n'apparaît une coupe complète ; on peut cependant distinguer, comme dans les régions précédemment étudiées, à la base un ensemble essentiellement schisto-quartziteux et au sommet une série à nombreuses intercalations calcaires.

Ce massif a été étudié par Ficheur au début du siècle ; cet auteur y avait individualisé du Néocomien inférieur, moyen et supérieur,

de l'Aptien et de l'Albien (1902). Ces assimilations restent valables dans l'ensemble ; mais il est vraisemblable que seul le Barrémien existe sous l'Aptien (seule par conséquent la partie supérieure du Néocomien, dans lequel Ficheur rangeait le Barrémien). D'autre part, dans quelques coupes les assises ont été mal datées, soit en raison de mauvaises déterminations, soit parce qu'elles ne le furent que par analogie de faciès. Nous insisterons au cours de notre exposé sur les nouvelles interprétations ; elles seront toujours discutées en détail lorsqu'elles s'appliquent à des territoires déjà examinés par Ficheur.

En étudiant quelques coupes nous passerons en revue tous les faciès de cette région et ses meilleurs gisements fossilifères ; nous pourrons alors proposer une nouvelle mise au point.

a) Coupe de l'Ech-Chaoun (fig. 33).

On relève de *haut en bas* :

2c) *Trois magnifiques barres calcaires* qui correspondent à la partie supérieure de la série, c'est-à-dire à l'Aptien. Elles contiennent toutes de très nombreux fossiles ; la barre supérieure est pétrie d'*Orbitolines* que l'on trouve dans des calcaires oolithiques graveleux, sublithographiques ou à débris de *Lamellibranches*. On trouve partout des *Echinides*, des *Huitres*, mais les *Ammonites* sont très rares ; Ficheur signale :

Desmoceras Mayori d'Orb (Aptien-Albien)

ce qui s'accorde avec l'âge Aptien de la série. La deuxième barre nous a notamment fourni *Holcotypus macropygus* Desor. La base de la barre inférieure est quelquefois dolomitique ; cet épisode se remarque facilement grâce à sa patine brune.

La sédimentation à faciès flysch reparait entre ces niveaux calcaires avec d'importantes intercalations grés-quartziteuses ; mais les marnes ne sont pas absentes ; sous la barre supérieure elles sont très fossilifères.

2b) Sous cet ensemble très calcaire, on retrouve une série schisto-gréseuse à très nombreuses et très importantes intercalations grés-quartziteuses.

2a) Plus bas, on remarque de très rares lumachelles à *Huitres*, dont *Exogyra latissima* Lamarck, var. *aquila* ; puis, aux environs de Sidi Yacoub ($x = 460,2$, $y = 286,9$), une importante barre de calcaire massif ; sa partie supérieure, un peu rognonneuse, est extrêmement riche en polypiers où J. Alloiteau a reconnu de nombreuses formes partiellement inédites, actuellement à l'étude et analogues à celles citées page 122.

C'est probablement à des niveaux analogues (la présence de failles ne permet pas de les situer avec précision) qu'appartiennent les intercalations calcaires, minces, mais très fossilifères, des environs de Sidi Daoud ($x = 458,7$ $y = 287,9$). (voir carte géologique au 1/50.000 de Teniet el Haad).

Nous y avons récolté :

Neitheia atava Roemer,

Arctostrea rectangularis Roemer,

Exogyra latissima Lamarck, var. *aquila*,

Phymosoma heinzi P. et G. (Néocomien supérieur),
Toxaster retusus (Néocomien supérieur)
 et de nombreux Polypiers.

1b) Les couches les plus anciennes se trouvent dans l'Oued Tighzert. Il s'agit d'une série schisto-quartziteuse où apparaissent deux épaisses (de l'ordre de 50 m) intercalations marneuses ou marno-calcaires gris-bleu ; il s'agit donc de faciès analogues à ceux qui couronnent la série schisteuse de l'Amrouna et du Rhiles.

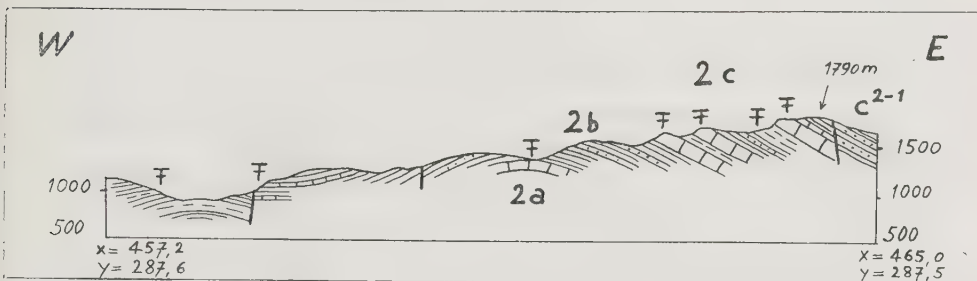


FIG. 33. — Coupe de l'Ech-Chaoun.
 Les chiffres renvoient au texte.

En $x = 457,6$ $y = 287,3$ ces marnes ont fourni la microfaune suivante (J. Magné) :

Epistomina colomi Sigal
 — *scaphiolocula* Loeblich et Tappan
Lenticulina ouachensis (Sigal)
Planularia guttata ten Dam
 — *crepidularis* Roemer
Vaginula Kochii Roemer
Tristix djaffaensis Sigal
Choffatella decipiens Schlumberger
Marginulopsis djaffaensis Sigal
Globorotalites sp., *Asteregina*, *Planulina*,
Saracenaria, *Palmula* et Ostracodes.

Ficheur avait déjà donné une coupe schématique de l'Ech-Chaoun (1902, p. 575) ; mais on n'y remarque pas les trois barres calcaires supérieures ; autant que ses schémas permettent d'en juger, il attribue le niveau 2 de notre coupe au Néocomien (Barrémien compris) (Ficheur 1902, fig. 1, 7 et p. 578) ; l'Aptien n'apparaîtrait que plus haut dans le faciès schisto-gréseux qui forme le contrefort W de l'Ech-Chaoun. Rien ne permet de retenir cette hypothèse dans son intégralité, car le faciès schisto-gréseux envisagé, qui est constant dans toute la région, appartient, au moins en partie, à l'Albien car il est partout surmonté par de l'Albien supérieur, daté par des Ammonites et parce qu'il repose, à l'oued Krerkrou, sur de l'Aptien également daté par des Ammonites.

L'Aptien est donc certainement représenté dans le Néocomien de Ficheur ; notre interprétation s'accorde d'ailleurs parfaitement avec la profusion d'Orbitolines, dont le développement maximum est bien d'âge

aptien et ne saurait être néocomien. Ceci ne signifie évidemment pas que la série schisto-gréseuse superposée à l'Aptien calcaire appartienne dès la base à l'Albien, car il serait bien étonnant que la limite de faciès corresponde exactement à l'unité de l'Aptien et de l'Albien.

Dans le même article, E. Ficheur attribue au Néocomien, plus précisément à l'Hauterivien (p. 582), le « faciès de calcaires à Polypiers de l' « oued el Hammam » (= Oued Tighzert) au NW de Trolard Taza. Ces niveaux à polypiers appartiennent au niveau 2a de notre coupe ; comme ce niveau se trouve au-dessus des marnes à microfaune barrémienne, comme en outre ils ne peuvent se trouver qu'au sommet de la série des schistes bleus du Rhiles et de l'Amrouna (série qui est surtout barrémienne), on est obligé de considérer ces calcaires à polypiers comme barrémiens.

b) Coupe de Hallouda (coupe fig. 34).

On remarque immédiatement qu'il est impossible, en raison de l'abondance des failles, d'établir une coupe complète.

On retrouve dans sa partie occidentale le « faciès à polypiers » de Ficheur. Il s'agit là de bancs calcaires, très fossilifères, de 10 à 20 m de puissance, intercalés dans une série schisto-gréseuse. L'*Arctostrea rectangularis* Roemer est très fréquente, avec de nombreux Brachiopodes. Les polypiers sont très communs et très bien conservés ; ils sont analogues à ceux de la coupe précédente. J. Alloiteau qui en a entrepris l'étude détaillée de tout le matériel récolté, y a en particulier reconnu les genres suivants :

Eugyra,
Summigarea,
Latusastraea,
Actinastraea,
Stylocoemia,
Hydnophora,
Thecosmilia,
Montlivallia, etc...

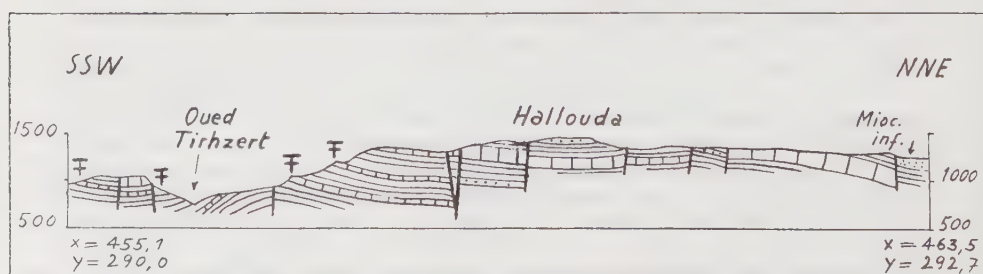


Fig. 34. — Coupe du Barrême-Aptien de Hallouda

Le meilleur gisement se trouve à l'W de la mine de Hallouda, sur la rive droite de l'oued Tighzert. D'autres plus accessibles se trouvent en bordure de la piste de Trolard Taza à Marbot vers $x = 455,8$ $y = 289,4$ et plus au N (voir carte géologique au 1/50.000 de Teniet el Haad).

Signalons en outre, l'existence en $x = 456,25$ $y = 290,9$ d'intercalations grés-quartziteuses pétries de moules en creux de Bivalves et surtout de petits Gastéropodes.

c) Coupe des Rochers étagés (fig. 35 et 36).

Le versant W du Djebel Berrouaghia a été dénommé ainsi par suite de l'allure en escalier que lui donnent de nombreux bancs calcaires intercalés au sommet du Barrémo-Aptien (fig. 35). La route de Letourneux à Affreville tranche une partie de cet ensemble et fournit ainsi une des meilleures coupes de la région, qui présente l'avantage d'être très accessible.

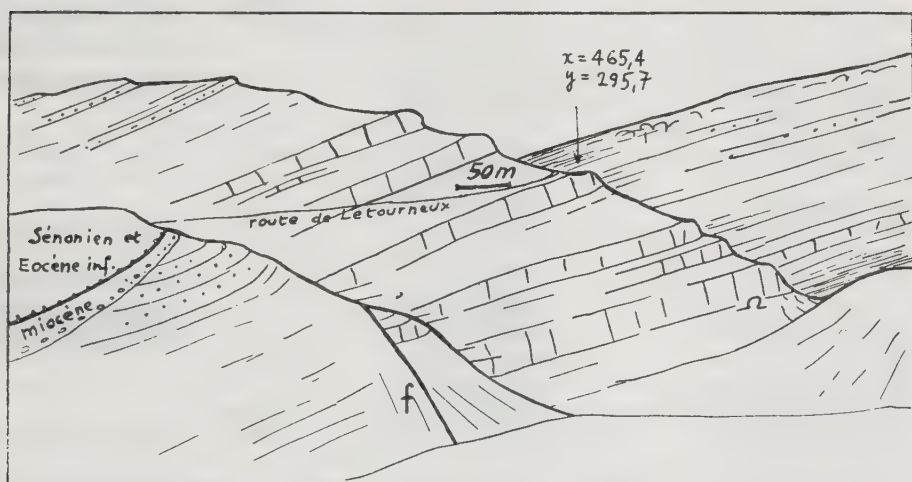


FIG. 35. — Les « rochers étagés » (dont la coupe détaillée est donnée fig. 36) vus du NW. Noter les différentes barres de calcaires aptiens ; à gauche, une klippe d'allochtone reposant sur le Miocène inférieur.

Cette coupe a été relevée minutieusement banc par banc¹, afin de donner une idée exacte de la répartition et de l'enchevêtrement des différents faciès.

Il faut cependant remarquer que les quelque 300 m de coupe relevée ne représentent qu'une partie du Barrémo-Aptien, qui est

1. Ce travail a été effectué en compagnie de J. Laccassagne alors micropaléontologiste à la S.N. REPAL.

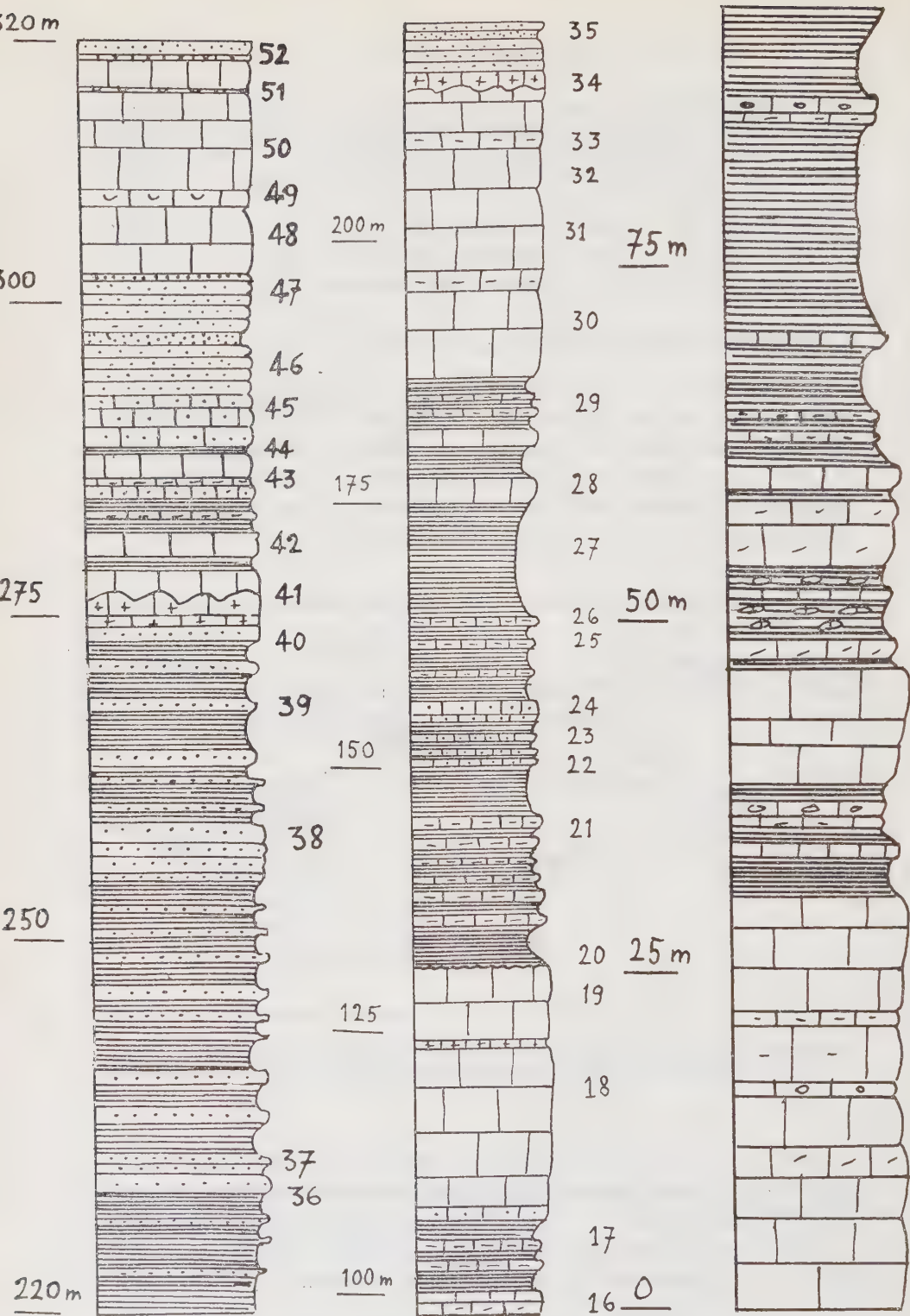


FIG. 36.
Coupe détaillée des rochers étagés
(voir pp. 125-126)

beaucoup plus épais, car de très nombreuses failles viennent là aussi perturber la base de la série. Sur le flanc W du Djebel Tachta on remarque cependant un tronçon de coupe qui montre, sous les niveaux calcaires étudiés ici, une série marneuse et grés-quartziteuse ; les grès contiennent des moules d'*Orbitolines* ; ils surmontent une épaisse barre de calcaire massif.

Coupe détaillée des rochers étagés, prise entre $x = 466,05$ $y = 295,40$ et $x = 475,15$ $y = 295,60$ (f. Teniet el Haad).

On distingue de haut en bas (voir fig. 36 ci-contre) :

- 52 — Grès, calcaire à patine rouille ; base du banc = grès calcaire dolomitique à galets de marnes.
Calcaires ferrugineux grénus à cassure spathique.
- 51 — Niveau lumachellique graveleux (Huîtres, Échinides, Polypiers, Lamellibranches) ; fossiles en relief.
- 50 — Calcaires compacts sublithographiques, microbréchiques, gris-bleu ; présence de lits de Polypiers, rares Ostracodes lisses.
- 49 — Faciès lumachellique à *Orbitolina lenticularis*¹ Blum. Huîtres, Rudistes, Nérinées, Polypiers.
- 48 — Calcaires massifs à Polypiers isolés ou en lits et à rudistes ; oolithes à Miliolites.
- 47 — Grès ferrugineux sableux très friables, passant à la base à des grès quartzites blancs et à des grès brunâtres mal consolidés.
- 46 — Grès quartzites blanchâtres.
- 45 — Grès calcaires ou dolomitiques (?) ; stratification entrecroisée.
- 44 — Niveau riche en Orbitolines.
- 43 — Calcaires marneux et sublithographiques à rudistes, Polypiers, Orbitolines ; nids d'Orbitolines dans les récurrences marneuses (*Orbitolina discoidea* Gras, *O. discoidea* var., *O. lenticularis* Blum) ; calcaire à Orbitolines.
- 41 — Calcaires compacts avec phénomènes de dolomitisation dans la partie inférieure ; Orbitolines et Huîtres.
- 40 — Grès blanc tacheté.
- 39 — Marnes verdâtres gréseuses litées plus ou moins indurées et intercalations de bancs de grès calcaires bruns de quelques cm à 50 cm. Au sommet, grès se débitant en plaquettes.
- 38 — Grès quartzites brunâtres (lits de 2 à 50 cm) alternent avec marnes verdâtres gréseuses ; stratification entrecroisée.
- 37 — Niveau de marnes très sableuses.
- 36 — Grès quartzite blanchâtre.
- 35 — Grès quartzites blancs et niveaux de grès sableux ; stratification entrecroisée.
- 34 — Dolomitisation de calcaires grés-détritiques à Orbitolines et Rudistes.
- 33 — Calcaire graveleux.
- 32 — Calcaires compacts plus ou moins marneux à Orbitolines.
- 31 — Calcaires compacts à lits de Polypiers et *Orbitolina discoidea* Gras et d. var., *O. lenticularis* Blum.
- 30 — Calcaires sublithographiques à rudistes et Polypiers.
- 29 — Marnes sableuses, grès verdâtres et petits lits de calcaires marneux à Orbitolines, Radiales d'Oursins, *Lenticulina*.

1. Les orbitolines ont été déterminées par M. Lys.

- 28 — Bancs de calcaires compacts à Polypiers, Rudistes, Orbitolines.
- 27 — Marnes verdâtres à Orbitolines ; rares Ostracodes.
- 26 — Calcaire oolithique et graveleux, galets à trous de pholades.
- 25 — Calcaire à Orbitolines (*O. lenticularis*, Blum), Huîtres.
- 24 — Banc très riche en Orbitolines (*O. lenticularis*, Blum), lits à galets.
- 23 — Marnes et calcaires marneux parfois gréseux à Orbitolines, Rudistes.
- 22 — Grès quartzites brunâtres, faciès flysch.
- 21 — Calcaire marneux à Orbitolines ; patine jaunâtre.
- 20 — Hard ground ; oxyde de fer, trous de pholades, Huîtres.
- 19 — Calcaires compacts à Polypiers, Rudistes, passant à un niveau de calcaires sombres sublithographiques (dolomitiques ?) ; *Orbitolina cf. trochus* ? Lit à Polypiers.
- 18 — Calcaires massifs lithographiques, plus marneux à la base (Radioles d'Oursins et débris d'Ostracodes, Polypiers, *Orbitolina cf. trochus*, Fritsch).
- 17 — Marnes et marno-calcaires gris clairs avec passées de calcaires sublithographiques à Polypiers et Orbitolines. *Lenticulina sp.*, *Flabellina sp.*
- 16 — Calcaire sublithographique à débris ; *Orbitolina lenticularis*, Blum.
- 15 — Calcaire rognonneux.
- 14 — Marnes verdâtres.
- 13 — Calcaire sublithographique.
- 12 — Marno-calcaires à Huîtres.
- 11 — Calcaires à débris, *Orbitolina discoidea* var.
- 10 — Calcaires rognonneux et marnes.
- 9 — Calcaires à Orbitolines (*O. lenticularis*, Blum).
- 8 — Calcaires sublithographiques fossilifères.
- 7 — Niveau de calcaires marneux rognonneux à Polypiers et fossiles.
- 6 — Marnes verdâtres et banc de calcaires sublithographiques gris bleuté à Polypiers.
- 5 — Calcaires sublithographiques, à débris.
- 4 — Niveau de calcaires à Orbitolines (*O. discoidea*, Gras cf. *trochus*, Fritsch, *lenticularis*, Blum).
- 3 — Niveau de calcaires marneux, rognonneux à Foraminifères.
- 2 — Calcaires massifs sublithographiques à Rudistes.
- 1 — Calcaires sublithographiques de couleur sombre à débris de Lamel-libranches.

d) Coupe de l'oued Krerkrou (coupe fig. 37).

La partie supérieure de cette coupe a été minutieusement étudiée banc par banc par E. Ficheur (1900, p. 562 à 574) et il y a peu de choses à ajouter aux descriptions que cet auteur a consacrées à l'Aptien. Mais la coupe générale donnée par Ficheur (fig. 2, p. 562) est inexacte ; les coupes ci-jointes la corrigent. Au niveau du Koudiat Tabetsift¹, sous l'épaisse série schisto-gréseuse du Djebel

1. La coupe de Ficheur n'est repérée que par ce sommet ; ce dernier n'est malheureusement plus mentionné sur les cartes topographiques actuelles ; comme les habitants de la région ne le localisent pas tous au même endroit, il est impossible de connaître l'emplacement exact du Koudiat Tabetsift décrit par Ficheur. Nous pensons cependant qu'il s'agit du sommet situé en $x = 468$, $5 y = 299$, 4 sur la feuille au 1/50.000 de Letourneux.

Louhe qui n'appartient pas à l'Éocène supérieur comme le croyait Ficheur mais au moins en partie à l'Albien ; on relève la succession suivante de *haut en bas* :

2b) Environ 250 m de marnes et de calcaires à intercalations schisto-gréseuses peu abondantes (niveau G et H de Ficheur, fig. 2, p. 562).

Les barres de calcaires massifs sont peu épaisses et peu nombreuses ; seuls deux bancs atteignent 4 à 5 m ; les marnes bleues et grises passent progressivement à des marno-calcaires ; elles sont gréseuses, dures, feuilletées et se chargent quelquefois de lumachelles ou de grès-quartzites.

L'ensemble est très fossilifère et riche en Échinides, Barchiopodes avec :

Ostrea aquila d'Orb., *O. macropetra* Sow., *Plicatula placunea* Lmk, *Pl. radiola* d'Orb., *Janira Morrisi* P. et R., *J. atava* Roemer, *Hinnites* cf. *Studer* P. et R., *Arca Robinaldina* d'Orb., *Nucula bivirgata* F., *N. ornatissima* d'Orb., *Mytilus Orbigny* P., *Trigonia aliformis* Park., *Astarte* cf. *oblonga* Desh., *A.* cf. *formosa* F., *A.* cf. *laticosta* Desh., *Cyprina* cf. *rostrata* F., *C.* cf. *regularis* d'Orb., *Cardita* cf. *tenuicosta* F., *Mactromya* cf. *Couloni* Ag., *Panopaea plicata* Forbes, *P.* cf. *irregularis* d'Orb., *Pecten*, *Lima*, *Spondylus*, *Crassatella*, *Cyprina*, *Venus*, *Fimbria*, *Mactra*, *Turbo*, *Cerithium*, *Nautilus*, *Terebratula* cf. *depressa* Lmk, *T. moutoni* d'Orb., *T. sella* d'Orb., *T. tamarindus* d'Orb., *Rhynchonella multiformis* Roem., *Serpula filiformis* Sow., *S. antiquata* Sow., *Epiaster restrictus* Gauth., *Salenia* cf. *prestenis* Desor, *Holctypus*, *Pseudodiadema*, *Cidaris*, *Orbiolina conoidea* Gras., *O. discoidea* Gras., *Odontaspis* cf. *gracilis*, *Pycnodus* sp.

Nous avons en outre récolté :

Pseudodiadema malbosi Cotteau, *Toxaster collegnoi* d'Orb., *Ennalaster pomeli* Fich.

Tous ces fossiles, s'ils permettent de parler d'Urgo-Aptien ne suffisent pas à déterminer l'âge précis de ce niveau. Une faune d'Ammonites restait à trouver ; nous l'avons découverte, à la base de la série en $x = 468,05$ $y = 299,10$ et $x = 468,00$ $y = 298,5$ avec :

Cheloniceras aff. *martini* d'Orb. (Aptien inférieur et moyen).

Puzosia liptoviensis Zeuschner (Aptien moyen).

— *angladei* Sayn (Aptien).

2a) Série schisto-quartziteuse à nombreuses intercalations marneuses (niveau A, B, C, D, F de la fig. 2 de Ficheur) ; les barres grés-quartziteuses à patine brune sont très nombreuses ; elles donnent à la série un faciès flysch, la taille des bancs gréseux allant de quelques centimètres à quelques mètres. Les passées marneuses souvent légèrement gréseuses, sont fréquemment fossilifères.

Ficheur signale :

Plicatula placunea Lmk, *Ostrea couloni* DeFr., *Cardium peregrinum* d'Orb., *Janira* cf. *atava* d'Orb., *Panopaea plicata* Forbes, *Astarte*, *Trigonia Thetis*, *Aporrhais*, *Rhynchonella Gillieron* P., *R. lata* d'Orb., *R. irregularis* P., *R. parvirostris* Sow., *R. gibbosi* Sow., *R. globulosa* P., *R.* cf. *antidichotoma* Burriqn., *Terebratula Lemaniensis* P., *Serpula filiformis* Sow., *Epiaster Pouyanne* n. sp., *E. Blayae* n. sp., *Ennalaster Pomeli* n. sp., *Toxaster Villei* Gauthier.

La seule Ammonite signalée est *Phylloceras ithethys* d'Orb. ; comme cette forme caractérise normalement le Berriasien-Hauterivien, elle ne nous fournit aucun renseignement valable.

Donc là encore des Ammonites restaient nécessaires pour dater avec précision la série ; nous en avons découvert quelques gisements. L'un situé en $x = 467,6$ $y = 298,35$ au sommet de la série, nous a fourni, à côté de nombreux Échinides, Brachiopodes, Lamellibranches, les Ammonites suivantes :

Puzosia melchioris Tietze (Aptien moyen)

Lyloceras aff. *puezanum* Haug (Aptien moyen)

Puzosia matheroni d'Orb. (Aptien inférieur).

Un autre gisement a fourni en $x = 467,7$ $y = 298,3$.

Cystidiscus nodosocostatus Kar. (Aptien inférieur).

Puzosia emerci Rasp. var. *strigosa* Kilian (Aptien).

Un dernier enfin en $x = 467,85$ $y = 299,05$:

Parahoplites deshayesi Leym (Aptien).

Un dernier enfin en $x = 467,85$ $y = 299,05$: *Parahoplites deshayesi* Leym (Aptien).

A la base de la série, on retrouve une importante intercalation calcaire (voir fig. 37) ; mais une faille nous empêche malheureusement d'observer des assises plus anciennes.

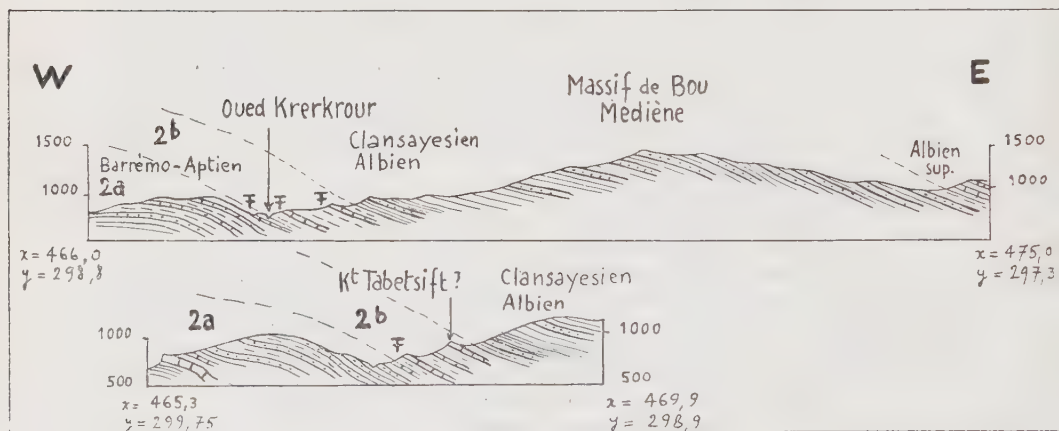


FIG. 37. — Coupe de l'Albien et de l'Aptien de l'Oued Krerkrouir ;
Les chiffres renvoient au texte.

e) Discussion sur l'âge de la série de l'Oued Krerkrouir.

Nous savons, grâce aux Ammonites récoltées, que les *niveaux fossilifères* de l'Oued Krerkrouir appartiennent certainement à l'Aptien ; nous pouvons en outre, grâce à la mise en évidence d'Aptien inférieur et moyen, nous faire une idée de l'âge de toute la série.

Les assises du niveau 2a, qui sont situées sous les gisements à Ammonites, peuvent appartenir, à leur partie inférieure, au Barrémien, mais certainement pas à l'Hauterivien-Valanginien comme le pensait Ficheur.

Quant à la partie du niveau 2b qui apparaît au-dessus des gisements à Ammonites, elle appartient très vraisemblablement à l'Aptien supérieur.

Cette dernière conclusion est en accord avec la découverte d'*Hoplites Dufresnoyi* d'Orb. (Aptien supérieur) faite par Ficheur dans la partie supérieure du niveau 2b. Elle ne s'accorde par contre, pas du tout avec la présence de *Desmoceras latidorsatum* Mich. (plus récent que la zone de Clansayes), signalée par Ficheur à la partie toute sommitale du niveau 2b. Que faut-il en conclure ? Nous admettons, au moins provisoirement, que le *Desmoceras* en question a été mal déterminé, et qu'il se trouve encore dans de l'Aptien supérieur. Cette interprétation s'appuie sur les observations suivantes :

- Le niveau à *Desmoceras* contient de très nombreuses Orbitolines ; or, celles-ci ne sont en Algérie, pas connues dans l'Albien franc ;
- Si le niveau à *Desmoceras* était d'âge Albien, le Clansayésien devrait être représenté par une faible épaisseur de sédiments marno-calcaires fossilifères ; or, chaque fois qu'il a été daté, le Clansayésien est tout différent ; il est schisto-gréseux (une Ammonite le prouve dans l'Amrouna) et très épais. Dans la coupe qui nous occupe, c'est au-dessus du niveau à *Desmoceras* qu'il se rencontre (voir fig. 37).

f) Les phénomènes de sédimentation affectant l'Aptien de l'Oued Krerkrou.

D'intéressants phénomènes de sédimentation apparaissent à la partie supérieure du niveau 2b ; ils avaient d'ailleurs déjà été partiellement entrevus par Ficheur qui (p. 565) parle de « couches tronquées obliquement par les bancs A ». On remarque effectivement à ce niveau, et au Koudiat Tabetsift même (fig. 38) :

1. — Une très nette discordance D1 qui tronque des bancs calcaires suivant un angle d'environ 30°. Les marno-calcaires qui apparaissent au-dessus de cette discordance ne lui sont pas parallèles ; ils se biseautent contre elles.

2. — Plus haut, une deuxième surface de discontinuité D2 tronque les niveaux marno-calcaires sous-jacents ; le même biseautage se reproduit au-dessus de cette surface.

3. — La série tronquée par D1 est traversée par un filon clastique dont les dimensions sont remarquables (fig. 38 et 39). Il est très contourné dans les marnes du haut de la série, où il se subdivise irrégulièrement tout en se tordant capricieusement. Plus bas, il est presque rectiligne, mais subdivisé en 2 ou 3 branches presque parallèles. Les calcaires qu'il traverse sont légèrement dénivelés, à la base, d'environ 75 cm ; ce rejet est nul pour le double banc supérieur, mais les calcaires sont dénivelés et fragmentés, à l'intérieur des deux principales branches du filon. Le filon est formé par un grès calcaire brun et très fin ; il est tranché par la discordance D1 et ne se relie à aucun banc gréseux, toute la série étant marneuse ou calcaire.

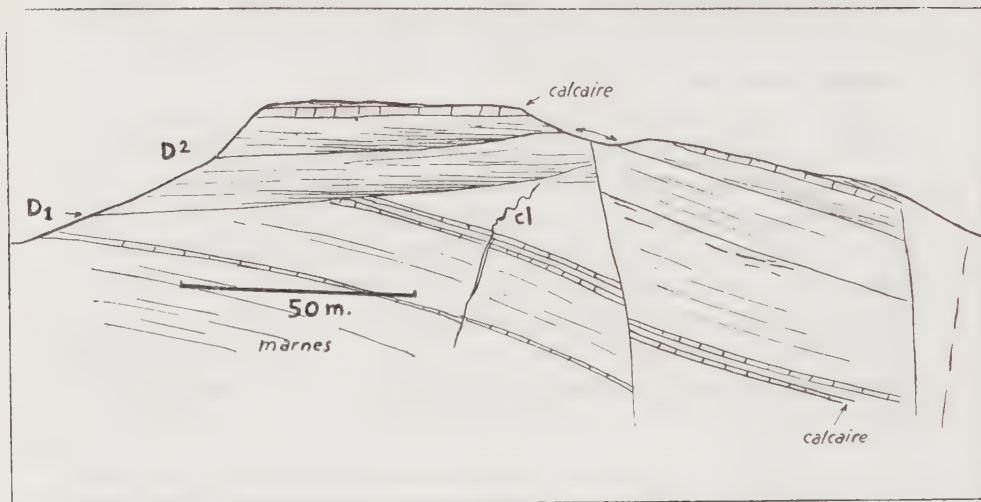


FIG. 38. — Les phénomènes intraformationnels dans l'Aptien de l'Oued Krerkrou (f. 1/50.000^e de Letourneux)
cl : filon clastique ; D1 et D2 : discordances.

Quel a été le mode de formation¹ de ce filon clastique ? La compaction, souvent invoquée (P. Pruvost, 1943) ne peut, semble-t-il, être intervenue dans une série aussi régulière, d'autant plus que le rejet est nul au sommet de la série. Il ne s'agit en outre évidemment pas d'une fente de dessiccation ; force nous est donc de faire intervenir des phénomènes d'origine tectonique, ce qui est d'autant plus concevable que le filon s'est formé pendant la période troublée qui accompagna nécessairement la formation de la discordance intraformationnelle D1.

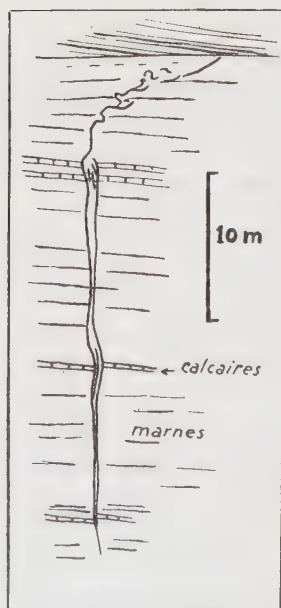


FIG. 39. — Le filon clastique dans l'Aptien de l'Oued Krerkrou.

On peut donc penser que la sédimentation a brusquement été perturbée par l'intervention de mouvements tectoniques ; ceux-ci, tout en étant à l'origine d'une fissure béante, modifièrent en même temps le régime sous-

1. Nous pensons que ce filon s'est formé par « descensum » et non par « ascensum » ; dans ce dernier cas il faudrait en effet trouver vers l'extrémité inférieure du filon, des intercalations gréseuses qui aient pu l'alimenter ; or ce n'est pas le cas puisque la série est ici exclusivement marno-calcaire.

marin, ce qui provoqua la formation d'une discordance intraformationnelle. Cette explication d'une tectonique interrompant la sédimentation s'accorde avec l'allure du filon qui, rectiligne à sa base, est très contourné au sommet ; or, ces plis ptygmiques du sommet nous prouvent que les marnes encaissantes se sont tassées après la mise en place du filon, c'est-à-dire qu'elles étaient alors encore molles. Notons en outre qu'il faut imaginer que les secousses tectoniques furent immédiatement suivies par une brusque venue gréseuse qui colmata la fissure béante mais qui ne laissa aucun dépôt à sa proximité immédiate. On retrouve cependant des traces de cette venue gréseuse, car latéralement (partie gauche de la fig. 38), la discordance est jalonnée par des grès quartzites et de fins conglomérats.

Cette rapide analyse nous amène ainsi à une intéressante conclusion : la sédimentation calcaire a été interrompue par une secousse tectonique qui a été elle-même suivie par une brusque arrivée détritique. On saisit donc là sur le vif les rapports de la tectonique et de la sédimentation, en rejoignant les conclusions émises par C. Gottis à propos des filons intraformationnels de l'Oligocène tunisien (C. Gottis, 1953), et celles plus générales de M. Dreyfuss (1953) et de Lombard (1956, p. 335).

On retrouve une discordance intraformationnelle un peu plus au N (fig. 40) où elle est bien visible depuis les lacets de la route de Letourneux à Affreville. Il s'agit très probablement du prolongement de la même discordance ; comme dans le cas précédent, la discordance coupe en sifflet les bancs qu'elle recouvre comme ceux qu'elle supporte ; il s'agit donc d'une double discordance. Cette disposition implique l'évolution suivante :

Mouvements tectoniques ayant provoqué le gauchissement du fond marin ; érosion ayant abouti au creusement d'un chenal à parois légèrement inclinées ; remplissage de ce chenal par des dépôts calcaires horizontaux qui se biseautaient contre les pentes du chenal.

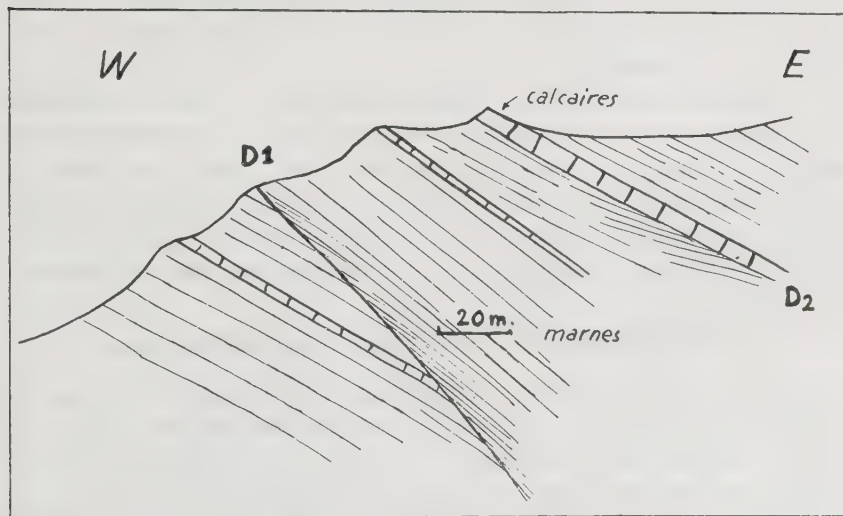


FIG. 40. — Discordances intraformationnelles dans l'Aptien de l'Oued Krerkrou en $x = 468, 5$, $y = 298, 5$.

La sédimentation du niveau 2b de l'Oued Krerkrou a donc été très perturbée ; cette constatation n'est pas étonnante, car nous nous trouvons dans une zone de variation de faciès. Les bancs calcaires qui ne dépassent pas 5 m au Koudiat Tabetsift atteignent en effet plus de 50 m à quelques kilomètres seulement au Sud (voir coupe des rochers étagés, fig. 35 et 36).

Cette variation d'épaisseur peut d'ailleurs être saisie sur le vif, malgré les nombreuses failles qui sillonnent la région. A quelques centaines de mètres au N du Koudiat Tabetsift, toute barre calcaire supérieure a disparu de la série ; au Koudiat même, la plus épaisse mesure environ 5 m ; au-dessus de la maison forestière d'Aïn Frou, c'est-à-dire à environ 1 km plus au Sud, on trouve une intercalation calcaire d'au moins 10 m, d'ailleurs exploitée le long de la piste partant d'Aïn Frou et rejoignant le Djebel Louhe (elle est surmontée par un conglomérat à éléments calcaires) ; à 2 500 m plus à l'W, la route entaille déjà une importante barre calcaire de plus de 20 m. Nous avons vu enfin, qu'encore plus au Sud, aux rochers étagés et à l'Ech Chaoun, la barre calcaire supérieure atteint plus de 50 m d'épaisseur. Bien que l'abondance des failles ne permette pas de faire des mesures précises, il semble bien que cette augmentation d'épaisseur des bancs calcaires s'accompagne d'une augmentation de puissance de toute la série.

4) CONCLUSION SUR LE BARRÉMO-APTIEN DES MASSIFS AUTOCHTONES

La partie inférieure du Barrémo-Aptien reste schisteuse et très pauvre en fossiles ; il s'agit de schistes bleus se chargeant localement d'intercalations grésio-quartzitiques qui lui donnent le faciès flysch. Les fossiles, très rares, ne sont connus qu'à l'état de débris ; on ne peut par conséquent, savoir quelle est à la base la part de l'Hauterivien au sein de cette série qui atteint près de 2000 m de puissance.

La partie supérieure du Barrémo-Aptien est par contre très fossilifère ; des calcaires néritiques, des marnes, des marno-calcaires alternent avec des niveaux schisteux ou grésio-quartziteux à faciès flysch. Les variations de faciès y sont importantes ; d'une façon générale, les épisodes calcaires diminuent d'épaisseur vers le Nord où ils se noient dans une série davantage marno-schisteuse.

B. LE BARRÉMO-APTIEN DU COMPLEXE A

Dans cette unité tectonique, les faciès sont différents de ceux de l'autochtone ; il s'agit de séries essentiellement schisteuses ou schisto-quartziteuses, où les calcaires, qui ne sont plus que sporadiques, ne forment jamais de barres calcaires importantes. Ce changement de faciès s'accompagne malheureusement d'une diminution des gisements fossilifères ; les Ammonites deviennent

en particulier très rares. Avec de telles modifications, la limite supérieure de l'ensemble barrémo-aptien (limite qui était très nette dans l'autochtone où les calcaires disparaissaient brusquement) perd toute sa netteté ; il devient difficile de séparer l'Aptien de l'Albien, d'où le terme d' « Albo-Aptien » adopté par les anciens auteurs.

Le Néocomien n'apparaît jamais en position normale sous le Barrémo-Aptien ; le problème de la limite inférieure du Barrémo-Aptien ne peut donc être abordé.

Comme le Barrémo-Aptien du Complexe A n'avait pratiquement pas encore été ni signalé, ni étudié, un assez grand nombre de coupes seront examinées ; elles nous permettront de passer en revue tous les faciès.

1) LE BARRÉMIEN ET L'APTIEN DU MASSIF CULMINANT DE L'OUARSENIS

a) Le Barrémien et l'Aptien du Hammam Sidi Slimane.

Le Barrémien, si bien représenté un peu plus à l'W, n'avait jamais été mis en évidence autour du massif culminant ; on ne le rencontre d'ailleurs pas comme on pourrait s'y attendre entre le flysch albien et le Néocomien qui succède au Jurassique ; les contacts du Barrémo-Aptien avec le Néocomien ne sont jamais visibles, ou, s'ils existent, ne sont pas normaux. Le Barrémo-Aptien apparaît en effet autour du Hammam Sidi Slimane à l'occasion d'un bombement anticlinal : celui-ci offre, sous un flysch qui appartient au moins partiellement à l'Albien, une série schisteuse, très peu quartziteuse, chargée par contre d'intercalations calcaires ou marno-calcaires.

On relève de bas en haut (voir fig. 41) :

1. — *Marno-calcaires* à patine gris-bleu ou jaunâtre, se délitant en grandes plaques schisteuses, ou formant des bancs mal délimités ; ils alternent avec des marnes schisteuses ou en paillettes, grises à verdâtres.

Ce niveau marno-calcaire nous a fourni dans l'ancienne carrière située en $x = 408,3$ $y = 285,35$ au bord de la piste, et un peu plus au NE, en $x = 408,3$ $y = 285,45$ de nombreuses petites Ammonites pyriteuses parmi lesquelles Mme Basse de Ménorval a reconnu :

Silesites seranonis (d'Orb.)

Heteroceras astieri (d'Orb.)

Silesites sp.

Barremius sp.

Phylloceras sp.

Lytoceras sp.

Desmoceras sp.

M. Durand Delga a en outre reconnu une Ammonite droite : *Kabylites* sp. Nous sommes donc en présence de Barrémien supérieur.

2. — *Argiles schisteuses* gris-bleu à gris-verdâtre, à intercalations calcaires beaucoup plus rares. Celles-ci ne nous ont fourni que des traces d'Ammonites à la base, alors que le faciès ressemble encore aux niveaux à pyriteux décrits ci-dessus. Vers le milieu de la série apparaissent des bancs calcaires peu épais (quelques décimètres) à patine jaunâtre, qui alternent avec des marnes schisteuses grises. Ces dernières terminent la série qui est limitée à l'E par un contact anormal. On peut facilement les observer le long de la piste de Molière à l'Oued Fodda. Quel est l'âge de cette série supérieure ? Comme il s'agit certainement d'assises antérieures à l'Albien, qui offre partout un faciès différent et qui recouvre ces niveaux, il s'agit de Barrémo-Aptien, sans qu'il soit possible d'être plus précis.

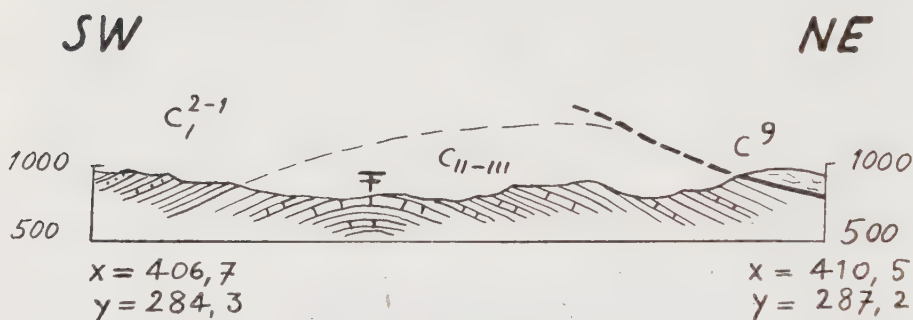


Fig. 41. — Coupe de l'anticlinal Barrémo-Aptien du Hammam Sidi Slimane.
CII-III : Barrémo-Aptien. C1 2-1 : Clansayésien-Albien ; C9 : Sénonien

b) Le Barrémo-Aptien de l'extrémité Est de la Sra Sidi Abd el Kader.

Alors qu'à son extrémité W le flysch albien repose, par l'intermédiaire d'un conglomérat de base, sur le Dogger-Argovien, la série de l'extrémité E de la Sra Abd el Kader est beaucoup plus complète : au-dessus de l'Argovien, du Tithonique et du Néocomien, et sous le flysch albien, apparaît en effet une série schisto-calcaire très redressée qui se raccorde aux niveaux du Hammam Sidi Slimane et que nous attribuons au Barrémo-Aptien (les auteurs antérieurs l'avaient cartographié en flysch albien).

Au sein de schistes verdâtres ou bleuâtres, très durs, se débitant en « frites », on rencontre des grès-quartzites et surtout de nombreuses passées calcaires ; il s'agit de marno-calcaires ou de calcaires, se délitant en plaquettes ; leur patine est jaune ou brune ; la cassure bleu-noir ; à leur surface, on remarque souvent des débris de Mollusques et des Foraminifères parmi lesquels *Chofatella* sp. Les calcaires à débris se présentent en lits irréguliers, dont le contact avec le calcaire à grain fin est brutal ; ils donnent aux bancs une allure rubannée ; les niveaux plus grossiers ont souvent été remaniés à l'état de galets ; l'allure très contournée de quelques-uns de ces galets montre que le sédiment fut remanié alors qu'il n'était pas encore consolidé ; il s'agit de remaniements contemporains de la sédimentation. Ces particularités sédimentologiques s'observent bien en $x = 408$ $y = 287$.

Les calcaires sont très bien représentés au pied de l'éperon E de la Sierra (408,7 - 287,2) où la surface de gros bancs calcaires nous a livré quelques petits pyriteux très difficiles à déterminer ; il s'y trouve peut-être : *Cheloniaceras royarianum* d'Orb. (Aptien supérieur) ?

Ces niveaux calcaires se raréfient vers le haut de la série ; on passe à des schistes verdâtres, presque dépourvus de calcaires, mais le flysch typique, avec ses bancs de grès-quartzites n'apparaît que plus haut.

Cette série qu'il est difficile de ne pas attribuer au Barrémo-Aptien pour d'évidentes analogies de faciès, apparaît malheureusement dans une situation tectonique peu nette ; entre elle et le Néocomien à pyriteux qui surmonte normalement le Jurassique, on trouve une zone de brèches tectoniques ainsi que des dolomies minéralisées (barytine) ; le tout jalonne incontestablement un contact mécanique ; peut-être s'agit-il d'un important contact anormal à Trias ? Ces niveaux barrémo-aptiens paraissent bien se rattacher à ceux du Hammam Sidi Slimane qui sont eux, bien datés à leur base ; les faciès ne sont cependant pas tout à fait identiques et il reste à savoir comment on passe de la série du Hammam à celle de l'extrémité E de la Sra Abd el Kader. Malgré ces incertitudes, cette série calcaire méritait d'être mentionnée, ne serait-ce que pour montrer que le terme de « flysch albo-aptien » que tous les anciens auteurs employaient à propos de l'enveloppe du Jurassique du massif culminant, ne saurait subsister. Il faut cependant souligner que nous n'avons pas rencontré de calcaires néritiques analogues à ceux connus dans l'autochtone.

c) L'Aptien en galets à la base du flysch albien.

Si les calcaires néritiques typiques de l'Aptien ne sont jamais connus en place autour du massif culminant, de tels faciès se sont pourtant déposés dans la région : on les retrouve en effet en galets dans les conglomérats de base du flysch albien.

Il s'agit de galets de calcaires sublithographiques, oolithiques ou graveleux à Orbitolines qui ne se distinguent en rien des calcaires aptiens connus par exemple dans l'autochtone de la feuille de Teniet el Haad.

Ces galets de calcaires à Orbitolines ont été récoltés :

1. au Rokba (voir fig. 17) : on trouve dans les niveaux détritiques de base, qui contiennent de gros galets de calcaires à Orbitolines, des Orbitolines isolées ; L. Calembert qui n'avait pas remarqué les galets en avait déduit un âge Aptien des niveaux de base. Rien n'est moins sûr, car ces Orbitolines peuvent être considérées comme remaniées au même titre que les calcaires à Orbitolines qui leur sont associés ;

2. à l'extrémité W de la Sra Sidi Abd el Kader, à la base du flysch ;
3. sur le flanc SE du Djebel Belkairret, en bancs interstratifiés dans le flysch ;
4. tout autour du Kef N'Hal, à la base du flysch.

Aux environs du Grand Pic le flysch qui surmonte ces conglomérats ne nous a jamais fourni de fossiles nettement aptiens ; seules sont signalées des Orbitolines (M. Dalloni 1936, p. 16) ce qui ne suffit pas à parler d'Aptien ; les rares ammonites enfin qui ont été trouvées ailleurs dans des faciès analogues appartiennent soit au Clansayésien soit à l'Albien inférieur. Bien que la chose soit possible, rien ne prouve donc encore l'existence d'Aptien franc dans le flysch du massif culminant.

2) L'APTIEN DE LA SRA TIZI EL HAD ET DE LA FEUILLE EL MEDDAD (coupe fig. 156)

L'Aptien (associé à du Barrémien ?) forme une bande NS traversant une partie de la feuille d'El Meddad ; il est limité à l'W par un contact anormal et surmonté normalement à l'E par le flysch clansayésien-albien. Nous admettons que nous sommes dans l'Aptien lorsqu'apparaissent, sous le flysch, des intercalations calcaires.

Il s'agit généralement de calcaires gréseux massifs, à patine brune ou jaune, à cassure bleu-noir, en gros bancs plus ou moins lenticulaires, noyés dans une série schisteuse sombre, peu gréso-quartziteuse ; les calcaires ne contiennent pas de fossiles. On trouve cependant mais rarement, des intercalations plus marneuses ou lumachelliques ; l'une d'elles nous a fourni en $x = 412,4$ $y = 297,8$, avec des débris d'Huitres, de nombreuses Orbitolines. Faute d'Ammonites, il n'est pas possible de dater avec précision la limite séparant les faciès schisto-gréseux que nous assimilons à l'Albien-Clansayésien, et le faciès plus calcaire que nous rattachons à l'aptien ; il est vraisemblable que la limite de faciès ne correspond pas à la limite d'étage ; la base du flysch pourrait donc encore appartenir à l'Aptien sommital.

Des faciès tout à fait analogues se retrouvent, plus au S sous le flysch albien le long de l'Oued Fodda ; ils y reposent, par l'intermédiaire d'un contact anormal, sur du Cénomani.

C'est en $x = 411,5$, $y = 288$ qu'ils traversent l'Oued Fodda ; ils peuvent alors être facilement étudiés.

3) L'APTIEN DE LA FEUILLE DE BENI BOU DOUANE

Sous le flysch albien-clansayésien, apparaissent souvent, au sein de séries schisteuses ou schisto-quartziteuses, des épisodes calcaires ; comme ceux-ci ont fourni des Orbitolines, nous les avons attribués à l'Aptien.

En raison des multiples contacts anormaux qui sillonnent cette région, il est malheureusement impossible de relever des coupes

complètes ; l'Aptien repose d'ailleurs toujours sur de l'Albien ou du Cénomanien. Les fig. 148 et 152 donnent une idée de la situation tectonique de ces affleurements aptiens et par là de leurs difficultés d'étude.

Signalons quelques gisements :

a) *L'Aptien de Draa Messaoud*. Il montre, en $x = 408,7$ $y = 306,35$ des Lumachelles à Huitres et à Orbitolines ; il se rattache à une bande de Barrémo-Aptien, extraordinairement disloquée, qui se dirige vers le SE en passant par la Sra ed Driss, le Koudiat en Nadour ($x = 408$ $y = 305$), la Bokat Yabouch, la Sra Moula Telakret ($x = 410$, $y = 302$).

b) *Le Barrémo-Aptien du Koudiat Lari Kourtou* ($x = 412$; $y = 307$) et de la Sra el Kraloua ($x = 417$ $y = 310$).

Sous le flysch grés-quartziteux albien on retrouve dans cette région des faciès calcaires ; il s'agit toujours d'intercalations marneuses et calcaires dans une série de schistes verts ou bleus ; les calcaires conservent leur patine brune ou jaunâtre ; ils contiennent, vers $x = 414$ $y = 308$, de nombreux débris de Lamellibranches enrobés dans un ciment ferrugineux.

À la Sra el Kraloua, on peut ramasser des plaquettes calcaires offrant les mêmes faciès et couvertes d'Orbitolines.

c) *Le Barrémo-Aptien de la Sra el Kalai* ($x = 421$ $y = 303$).

Il s'agit toujours de gros bancs calcaires, à patine brun-jaunâtre ; ils apparaissent sous le flysch albien et reposent sur de l'Albien supérieur ; leur tectonique est très compliquée dans le détail.

4) LE BARRÉMO-APTIEN DE LA FEUILLE DE PONT DU CAID

Là comme dans les régions précédentes, c'est l'apparition, sous le flysch albien, d'intercalations calcaires, qui permet de parler de Barrémo-Aptien. Celui-ci ne nous a livré que des Orbitolines.

a) Coupe du Barrémo-Aptien de l'Oued Lyra (coupe fig. 42).

C'est la coupe la plus complète que nous ayons pu relever sur cette feuille ; on remarque sous le flysch de l'Albien et du Clansayésien, de *haut en bas* :

2) Une série de plusieurs centaines de mètres de marnes et de calcaires ; les marnes, et les marno-calcaires auxquels elles passent progressivement, ont une patine très claire, blanche à gris-bleu qui les rend très visibles sur photos aériennes ; elles sont feuilletées, quelquefois légèrement gréseuses, et se chargent souvent d'intercalations schisteuses de couleur sombre verdâtre à bleuâtre. Une schistosité affecte parfois les niveaux marneux ; elle est presque perpendiculaire à la stratification et provoque un débit en grosses dalles ou esquilles qui rend difficile l'observation des pendages.

Les bancs calcaires sont peu nombreux et peu épais (quelques mètres) on n'y trouve généralement que des débris de fossiles. Un de ces bancs calcaires peut facilement être étudié en bordure de la piste allant de Souk el Djemaa vers le Sud, en $x = 438$ $y = 307,2$.

Il s'agit d'un calcaire bleu à la cassure, graveleux, quelquefois oolithique, à nombreux débris de Lamellibranches, d'Échinides et *Orbitolina lenticularis* ?, *Orbitolina* sp. ; le ciment est souvent ferrugineux ; on passe

Un banc calcaire du sommet de la série, situé en $x = 437,7$ $y = 314,1$ dans la partie septentrionale du massif, contient de très nombreuses Orbitolines et nous autorise à parler d'Aptien.

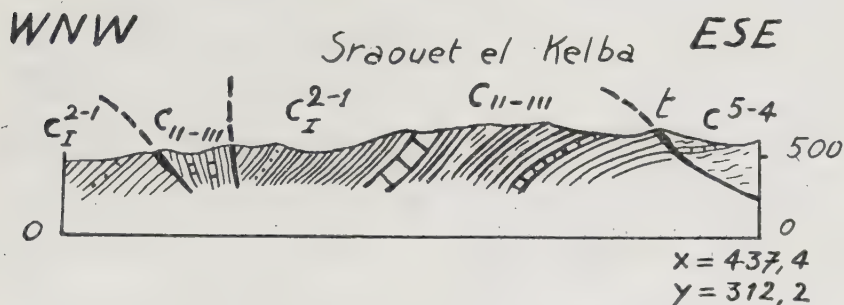


FIG. 43. — Coupe du Barrémo-Aptien du Djebel el Hatmia.

C11-III : Barrémo-Aptien ;
C1 2-I : Clansayésien-Albien ;
C5-4 : Cénomanién.

c) L'Aptien de la maison forestière des Beni Zoug Zoug et son prolongement oriental (fig. 162).

Entre Pont du Caïd et la maison forestière des Beni Zoug Zoug, apparaissent, au milieu des monotones séries schisto-quartziteuses surtout albiennes, des formations schisteuses à intercalations calcaires qu'il faut attribuer, au moins en partie, au Barrémo-Aptien ; les complications tectoniques ne permettent malheureusement pas d'y faire des observations stratigraphiques précises.

Contre la maison forestière elle-même ($x = 445,4$ $y = 316,25$) on remarque, intercalés dans les schistes, des calcaires à patine brune, quelquefois associés à des marnes schisteuses ; ils sont parfois lumachelliques et graveleux ; ils contiennent en $x = 445,9$ $y = 315,9$ des Orbitolines et offrent un microfaciès caractéristique, à ciment ferrugineux, connu partout ailleurs.

A peine plus au NE, sous le marabout de Sidi Messaoud ($x = 447$, $y = 316,8$) et contre un important affleurement de Trias, apparaît une série encore plus calcaire ; les calcaires qui ont toujours une patine brune, et une cassure très noire, ne contiennent pas ici d'Orbitolines, mais de nombreux petits débris de Bivalves et d'Échinides ; ils ont en outre fourni une Bélemnite ; les calcaires passent graduellement à des marnes feuilletées, bleu-verdâtre, et à des schistes très durs.

Ce même faciès se poursuit vers l'E, malgré de nombreux contacts anormaux jalonnés de Trias, qui ne permettent pas d'observer les relations avec le flysch albien ; on le retrouve au Rharr Dorhane, au Koudiat el Ahmar, à la Sra Oulad Ali (voir f. 1/50.000 de Pont du Caïd) et même dans les structures anticlinales apparemment simples situées à l'W du Djebel Ziatine ($x = 452$, $y = 317$) où l'on rencontre des marnes feuilletées très blanches.

Sur la retombée N d'un de ces bombements, des Orbitolines ont été découvertes dans les grès-quartzites en $x = 452,8$ $y = 317,0$ à la base de la série schisto-gréseuse qui englobe donc probablement encore de l'Aptien¹.

La retombée S du bombement de l'Aïn el Kseb ($x = 451$, $y = 315,5$) offre des faciès bien différents de ceux du N, cette dissemblance étant d'ailleurs peut-être d'origine tectonique. On trouve au S le faciès suivant : aux environs du Douar Dellala ($x = 450,5$ $y = 315$), marnes de teinte rougeâtre à rose, avec banc de grès-quartzites également roses, et non plus brun comme ceux de l'Albien franc. La série prend alors une couleur rougeâtre caractéristique qui attire immédiatement l'attention ; aucun fossile ne permet malheureusement de dater ce bon faciès. Par analogie avec des faciès identiques, connus sur la feuille de Miliana, qui ont fourni des Échinides (voir chapitre Albien), il s'agit d'Albien ou d'Aptien.

Signalons pour terminer, en $x = 449,3$ $y = 315,3$, la présence de calcaires gréseux en plaquettes, contenant des lits de silex ; c'est un faciès inconnu dans le Barrémo-Aptien de la région ; il s'agit peut-être de Néocomien.

d) L'Aptien du Djebel Tagrelissia et du Douar Mamria.

Des bancs de calcaires à patine brune ou jaune et des marno-calcaires crème ou blanchâtres, apparaissent en position normale sous le flysch grés-quartziteux albien du Djebel Tagrelissia ($x = 442,6$, $y = 310,7$) ; là encore la série est limitée à la base par un contact anormal. En $x = 443,3$ $y = 310,8$ les calcaires contiennent de nombreuses Orbitolines.

Un peu plus au N apparaissent encore, aux environs du Douar Mamria ($x = 442$, $y = 314,5$) sous une série schisto-quartziteuse à pendage E, des niveaux marneux et marno-calcaires feuilletés à patine rose et blanche ; ils donnent une couleur caractéristique rougeâtre aux affleurements. Il s'agit très probablement de Barrémo-Aptien, car une Ammonite appartenant, soit à l'Aptien terminal, soit à la base du Clansayésien, a été découverte dans la série schisto-quartziteuse située au-dessus (voir page 165).

La base de cette dernière série schisto-quartziteuse est d'ailleurs très pauvre en bancs gréseux ; les schistes deviennent moins durs, un peu marneux et se délitent, non pas en plaquettes schisteuses, mais en grandes esquilles à cassure irrégulière. L'âge de ces faciès ne peut évidemment être connu avec précision, il s'agit peut être encore d'Aptien ; mais comme il est lithologiquement impossible de le séparer du flysch clansayésien-albien, nous le décrivons avec ces niveaux.

e) L'Aptien du Djebel Tizi Amdane.

En $x = 450,3$ $y = 311,4$, apparaît sur un flysch grés-quartziteux, un banc de calcaire gréseux, d'environ 1 m de puissance

1. M. Dalloni signale lui aussi (1936, p. 16) des Orbitolines dans les grès-quartzites des environs de Pont du Caïd ; il s'agit peut-être des mêmes niveaux, mais l'imprécision habituelle de cet auteur ne permet pas de la confirmer.

pétri d'Orbitolines (*Orbitolina lenticularis* Blum.) et de nombreux débris de Lamellibranches. Sous ce même niveau, la série reste très gréso-quartziteuse ; il s'y intercale sous la cote 684 ($x = 449$, $y = 310,3$) des marnes et des grès-quartzites de teinte rougeâtre.

f) L'Aptien du Djebel Baba Driss.

Entre le Baba Driss au N ($x = 445,3$ $y = 308,6$) et le Djebel Youiou au Sud ($x = 445,4$ $y = 305$), un bombement anticlinal fait apparaître sous le flysch des marnes et des marno-calcaires à patine très blanche qui n'ont fourni que de mauvais débris d'Ammonites.

5) LE BARRÉMO-APTIEN DE LA FEUILLE DE TENIET EL HAAD

Tous les affleurements reconnus voisinent avec le Néocomien-Barrémien du monoclinal de l'Amrouna, dont ils sont séparés par un important contact anormal jalonné de Trias.

a) Le Barrémo-Aptien de Marbot.

Au NE de cette localité, affleurent des marnes chargées de gros bancs de calcaires à Orbitolines ; les marnes ont fourni en $x = 451,5$ $y = 299,45$, une microfaune attribuée par J. Magné au Barrémo-Aptien avec :

Epistomina colomi
 — *scaphiolocula*
Lenticulina cf. *ouachensis*
 — *spp.*
Citharina sp.

b) Le Barrémo-Aptien de Dutertre ($x = 447$ $y = 295,3$).

Il s'agit là d'une série gréso-quartziteuse à intercalations calcaires peu nombreuses. L'abondance de grès et de grès-quartzites, qui ont souvent une patine brune, légèrement rougeâtre, donne à la série un faciès flysch, en particulier au voisinage même de Dutertre, où deux gisements fossilifères (marqués sur la feuille au 1/50.000 de Teniet el Haad) ont permis de dater la série.

Le premier situé en $x = 446,6$ $y = 294,5$, nous a fourni, avec de nombreux débris d'Ostracés, *Sphaera corrugata* Sowerby, du Barrémo-Aptien ; l'autre a été découvert dans la série verticale qui est coupée par la route de Teniet à Affreville en $x = 446,8$ $y = 294,7$, et montre des grès quartzites à patine brune alternant avec de rares niveaux de calcaire et de marnes gréseuses.

Nous avons récolté des Échinides qui caractérisent également le Barrémo-Aptien :

Toxaster villei Gauthier

Heteraster oblongus d'Orb.

Plus au NE, au Djebel Draa el Halfa, apparaissent des calcaires à Orbitolines et des marnes gréseuses à Huîtres et Alectryonies, mais ils restent noyés dans un faciès flysch, dont les grès-quartzites sont souvent rougeâtres.

c) Le Barrémo-Aptien (?) du Djebel Guerbouss ($x = 440$ $y = 289,3$).

Entre le Barrémien-Hauterivien du monoclinal de l'Amrouna et le Miocène du Djebel Guerbouss, on remarque, dans une situation tectonique mal définie, les faciès suivants : marnes et marno-calcaires à débit schisteux, de couleur bleu sale à brunâtre, donnant aux affleurements une teinte caractéristique. Il s'y intercale des grès-quartzites de teinte rougeâtre.

Aucun fossile ne permet de dater cette série ; nous l'attribuons cependant au Barrémo-Aptien par analogie avec des faciès semblables connus sur la feuille de Pont du Caïd, et parce qu'il est impossible de lui trouver une autre place dans la série stratigraphique.

d) Le Barrémo-Aptien du Bled el Merrasel ($x = 438$ $y = 298$).

Sous le flysch grés-quartziteux, apparaissent dans cette région, des intercalations calcaires et surtout marneuses. Un banc calcaire contient, en $x = 438,1$, $y = 298,6$, de nombreuses Orbitolines ; des marnes gréseuses, blanchâtres, coupées par la piste de la maison forestière d'Aïn Hammama, en $x = 438,45$ $y = 298,7$, contiennent une microfaune attribuée par J. Magné au Barrémien. C'est la même bande marneuse qui se prolonge vers le NE et le SW, où elle a été figurée sur la carte au 1/50.000 de Teniet el Haad.

C. L'APTIEN DE LA NAPPE C

Le Crétacé offre dans cette unité structurale un faciès flysch où il est difficile de faire des subdivisions lithologiques et d'individualiser les étages. Des grès-quartzites contiennent quelquefois des Orbitolines ; notamment en $x = 455,6$ $y = 294,8$ (f. au 1/50.000 de Teniet el Haad) et en $x = 441,3$ $y = 309$ (f. au 1/50.000 de Pont du Caïd) ; l'Aptien est donc probablement représenté, dans ce complexe, mais il faut remarquer que l'on

trouve également des Orbitolines dans des niveaux datés sénoniens où elles sont donc remaniées.

D. LE BARRÉMO-APTIEN ET LA NAPPE B

Nous n'avons pas rencontré de Barrémo-Aptien dans la nappe B où les termes les plus anciens qui aient pu être datés appartiennent à l'Albien.

Plus à l'W, on y connaît du Barrémien marneux et marno-calcaire à pyriteux, auquel J. Polvéche vient de consacrer une importante étude (1956) ; mais un tel faciès n'a jamais été observé dans l'Ouarsenis oriental, ce qui ne va pas sans poser des problèmes.

E. CONCLUSIONS STRATIGRAPHIQUES

Au Barrémo-Aptien apparaissent, sauf dans le domaine particulier de la nappe C, des calcaires néritiques ; c'est là le fait marquant de l'époque. Mais ce phénomène majeur se manifeste avec des modalités bien variables suivant les régions.

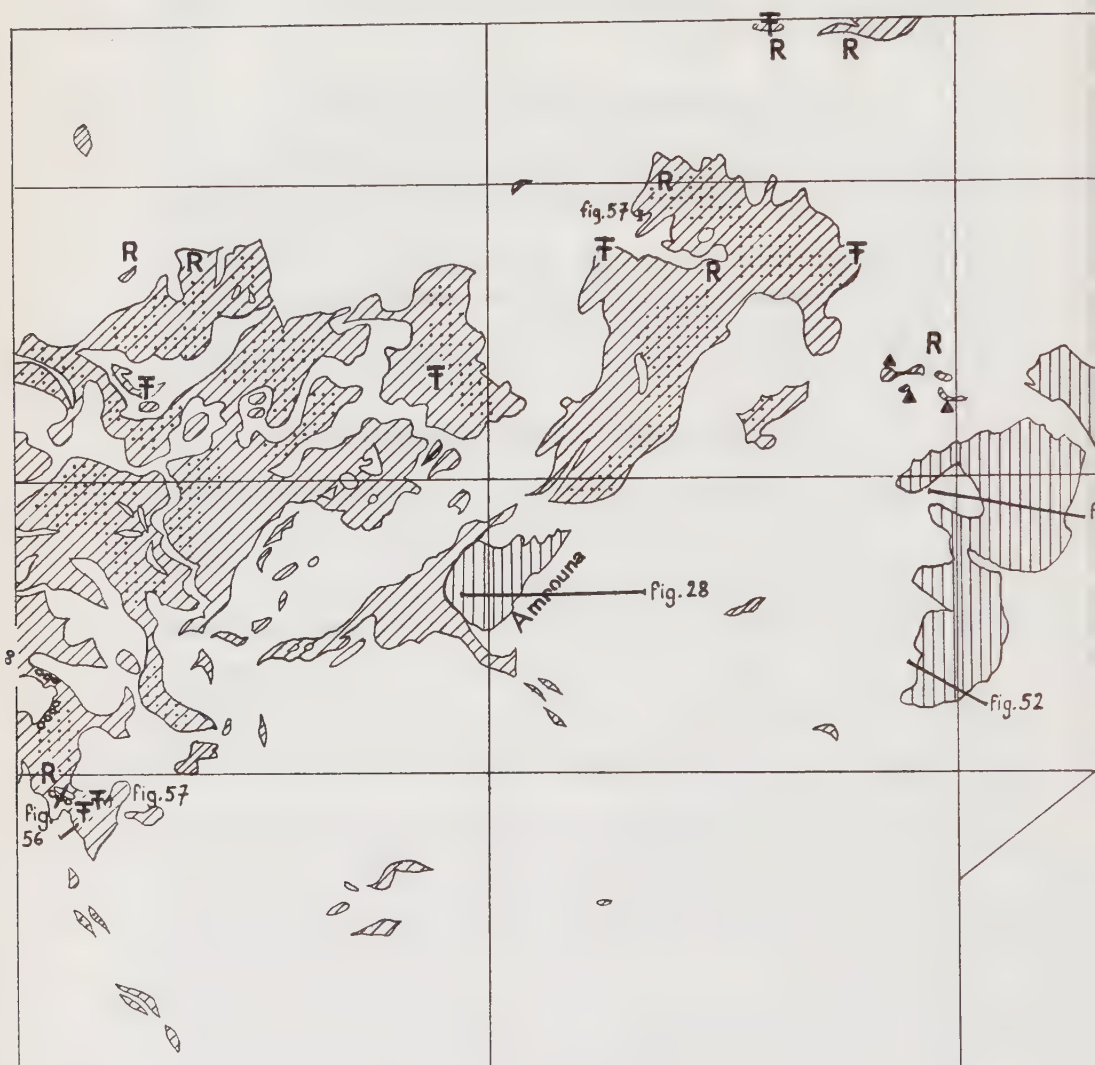
A grande échelle, on peut distinguer dans le Barrémo-Aptien :

1) une partie inférieure épaisse (jusqu'à plus de 1500 m), toujours schisteuse ; azoïque, elle est assez chargée (partie autochtone) ou peu chargée (complexe A) de grès-quartzites qui lui donnent parfois une allure de flysch.

La limite de ce Barrémien schisteux et de l'Hauterivien sous-jacent, également schisteux, ne peut être précisée.

2) une partie supérieure schisto-gréseuse, épaisse (jusqu'à plus de 500 m), à nombreux épisodes marneux ou calcaires très fossilifères. Ceux-ci sont très développés au S (autochtone méridional), mais s'amenuisent progressivement vers le N, où (autochtone septentrional) la série devient plus marneuse et plus schisteuse.

Dans le complexe A, les calcaires ne sont plus que sporadiques ; ils sont noyés au milieu d'une série schisteuse ou schisto-quartziteuse difficile à distinguer, en l'absence de calcaire, de celle du Clansayésien-Albien ou de celle du Barrémien.



CLANSAYESIEN et ALBIEN



faciès très gresseux (autochtone)

F : gisement de macrofaune



faciès du Complexe A et de la Nappe B

▲ : " microfaune

a : conglomérats de base
b : grès-quartzites abondants
R : faciès - rouges

Fig. 44

LE CLANSAYESIEN

L'ALBIEN INFÉRIEUR ET MOYEN

Les niveaux compris entre le sommet de l'Aptien et l'Albien supérieur sont, à quelques très rares exceptions près, entièrement dépourvus de calcaires. Il s'agit d'une épaisse série schisto-gréseuse, à faciès flysch, où les intercalations détritiques prennent un développement considérable.

Ce changement radical de la sédimentation n'est que la conséquence du phénomène paléogéographique plus général qui est responsable de l'énorme extension, à peine plus au Sud, dans l'Atlas Saharien et dans le Sahara, des sables continentaux « albiens ».

Comme l'apport détritique majeur venait du S, les faciès sont d'autant plus grossiers qu'ils sont plus méridionaux ; vers le N, la série devient plus schisteuse ; les intercalations gréseuses y sont moins importantes.

Le flysch est pratiquement azoïque, tant en macrofaune qu'en microfaune ; il n'a fourni que quelques très rares restes d'Ammonites et d'Échinides ; ces fossiles ont cependant permis de confirmer l'âge que l'on était amené à lui assigner.

Si la limite inférieure de cette série siliceuse est nette dans les régions méridionales, il n'en est pas de même pour les faciès plus septentrionaux où le faciès flysch s'est peut-être établi dès l'Aptien.

Tous les faciès et tous les problèmes seront examinés au cours de la description détaillée des principaux affleurements et faciès. Les conclusions paléogéographiques ne seront dégagées qu'après l'analyse structurale.

Nous étudierons successivement l'Albien

- 1) des massifs autochtones de la région de Teniet el Haad,
- 2) du complexe A,
- 3) de la nappe B,
- 4) de la nappe C.

A. L'ALBIEN DES MASSIFS AUTOCHTONES DE LA FEUILLE DE TENIET EL HAAD

Il s'agit d'une série rythmique schisto-gréseuse, très épaisse (plus de 1000 m), où les épisodes gréseux sont fort nombreux et souvent puissants. On retrouve partout les mêmes faciès ; dans toutes les coupes, on remarque une alternance monotone de faciès gréseux et schisteux. Comme la lithologie est partout comparable, nous étudierons surtout les différents faciès et les curiosités sédimentologiques que l'on y rencontre.

1) ÉTUDE DE QUELQUES FACIÈS

a) Les niveaux détritiques.

Ils sont, comme dans toutes les séries rythmiques, extrêmement nombreux et alternent toujours avec des niveaux argilo-schisteux, en donnant à la série une allure de flysch. Leur puissance est très variable ; elle va de quelques centimètres à plus de 10 mètres ; entre les gros bancs (plusieurs mètres), on relève toujours une multitude de petits bancs (de l'ordre du décimètre) ; ces niveaux détritiques sont toujours composés de grès ou surtout de grès-quartzites à patine brune ou noirâtre, à cassure tranchante, presque dépourvus de calcaire ; la taille des éléments est habituellement faible (quelques dixièmes de millimètres) et homogène ; elle n'atteint qu'exceptionnellement, dans les gros bancs des régions les plus méridionales, quelques millimètres ; les grès sont alors friables et s'altèrent en un sable jaune ou brun. En raison de l'homogénéité de la taille des grains de quartz, le grano-classement (« graded bedding ») n'est généralement pas appréciable sur le terrain. Les niveaux grossiers à élément de forte taille, sont exceptionnels. Nous en avons rencontré un, en $x = 470,3$ $y = 297,0$ (f. Letourneux ; en contrebas de la piste) ; il s'agit d'une intercalation conglomératique située à la base d'un banc de grès à débris d'Huitres ; il contient : des galets de quartz de plus d'un centimètre de diamètre ; des galets d'argile rouge, des galets (de plusieurs centimètres) de calcaires gréseux pétris de petits Gastéropodes et de débris de Lamellibranches et d'Huitres.

Le long de la piste longeant l'Oued Azan (f. Letourneux, $x = 468,3$ $y = 292-293$) on rencontre des grès grossiers remaniant des argiles ; des débris de plantes leur sont en outre associés.

Les grès-quartzites ne contiennent pour ainsi dire pas de fossiles ; les grès sont par contre souvent pétris d'innombrables cavités correspondant à des moules externes de Gastéropodes et

de Lamellibranches ; un tel gisement se trouve en $x = 473,4$ $y = 299,85$ (f. Letourneux, bord de la piste d'Aïn Frouir à Aïn Ounane). Quelquefois encore, comme vers $x = 470,3$ $y = 297,0$ des grès contiennent des débris d'Huitres.

b) Les niveaux argileux.

Les intercalations gréso-quartzitiques passent souvent progressivement, vers le haut, aux niveaux argileux qui constituent à eux seuls plus de la moitié de la série ; ces argiles, de couleur verdâtre sale, sont toujours indurées ; elles ne font pratiquement jamais pâte avec l'eau ; souvent schisteuses, elles se délitent aussi en fines baguettes ou « frites », en paillettes, ou en petits parallélipèdes. Ces niveaux argileux sont toujours très finement détritiques ; la macrofaune et la microfaune en sont pratiquement absentes ; ce n'est qu'en de très rares endroits que nous avons remarqué des traces de Bivalves ou de Gastéropodes. Quelques rares fois, les niveaux argilo-gréseux contiennent des nodules calcaires, à patine verdâtre, nous y avons découvert quelques fossiles ; en particulier (dét. D. Mongin) : *Scalaria dupini* d'Orb. (Albien) (au bord de la route Affreville-Letourneux à la limite des feuilles de Teniet et de Letourneux).

c) Les bancs calcaires.

Ce n'est que dans le massif de l'Ech Chaoun (SE f. Teniet el Haad) que l'on rencontre, au sein de la série siliceuse schisto-quartziteuse, de très rares bancs, peu épais (de l'ordre du mètre), de calcaires compacts formés par l'amoncellement d'innombrables débris d'Huitres ; l'un d'eux est bien visible en bordure d'une piste, vers $x = 467,4$ $y = 291,4$. De tels faciès nous prouvent que l'Albien est un dépôt peu profond ; la localisation de ces bancs à la partie méridionale des affleurements albiens confirme d'ailleurs que le fond sous-marin se relevait vers le Sud.

2) QUELQUES PARTICULARITÉS SÉDIMENTOLOGIQUES

Le long de la piste joignant les maisons forestières d'Aïn Frouir (f. Teniet el Haad $x = 467,15$ $y = 298,0$) et d'Aïn Ounane (f. Letourneux $x = 473,35$ $y = 298,8$), on remarque de nombreux et intéressants accidents de sédimentation.

a) Les discordances intraformationnelles.

Les fig. 45 et 46 en donnent d'excellents exemples ; celle de la fig. 45 est soulignée par des conglomérats et des argiles très

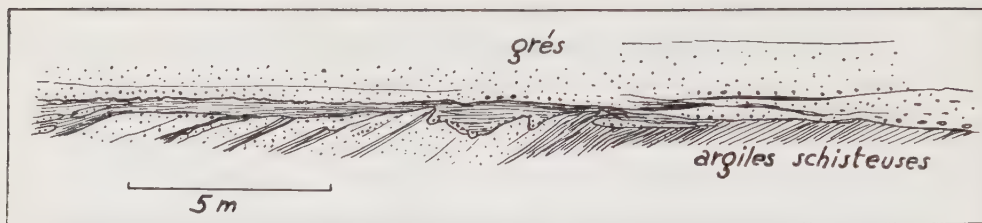


FIG. 45. — Discordance intraformationnelle dans l'Albien au Djebel Bou Mediène
(f. Letourneux x = 470, 7 y = 297, 3).

détritiques. Aucun niveau grossier ne jalonne par contre les deux discordances de la figure 46.

Ces deux exemples prouvent l'existence de déformations et d'érosions contemporaines de la sédimentation. Ces érosions étaient très importantes puisqu'elles érodèrent, dans le cas de la fig. 46, plus de 10 m de grès ; les courants étaient très violents puisque les parois des chenaux qu'ils creusaient avaient une pente de près

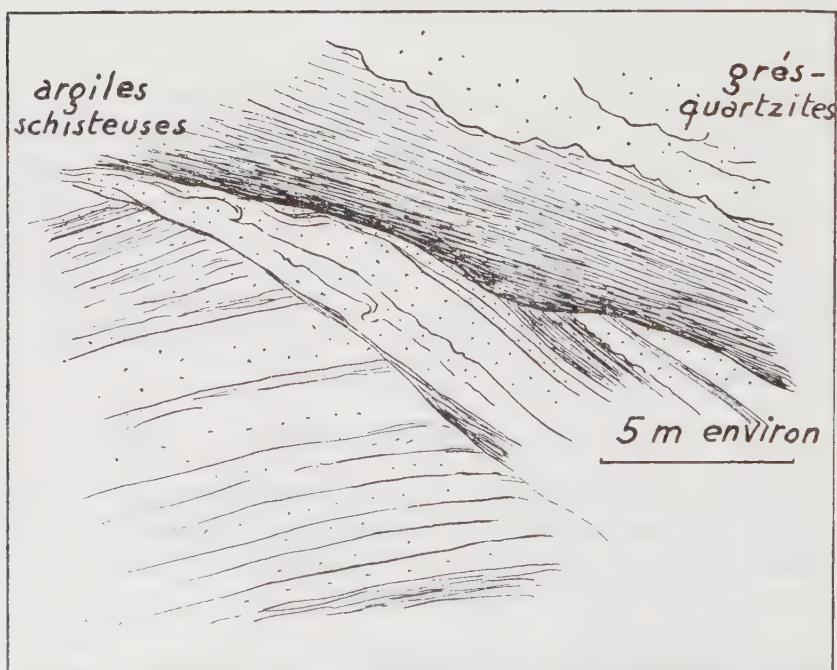


FIG. 46. — Discordances intraformationnelles dans l'Albien du Bou Mediène
(f. Letourneux, x = 470, 3 y = 297, 5).

de 45°. Il est logique de penser que ces importantes perturbations dans la sédimentation ont été déclenchées par des phénomènes tectoniques.

b) Un exemple de stratification oblique (fig. 47).

La figure 47 semble représenter une série renversée ; il n'en est rien : aucune complication structurale ne peut être invoquée ici. Comment alors interpréter cette curieuse disposition ? On pourrait d'abord penser que les grès se sont déposés horizontalement contre la paroi inclinée d'un chenal creusé dans les argiles ; dans ce cas, le contact entre les grès-quartzites et les argiles devrait être régulier ; or, il est très irrégulier et accidenté par de nombreuses protubérances ou boursoufflures irrégulières ; celles-ci sont de typiques figures de charge et de fluxion (Lombard, 1957, p. 369), avec une tendance à la formation de « pseudo-nodules » (Macar 1948, Lombard 1957, p. 357), vers la partie gauche de la figure.

Sans exclure totalement l'hypothèse avancée plus haut, il est donc fort possible que ce biseautage des bancs soit dû au glissement pendant la sédimentation ou immédiatement après, du banc gréseux supérieur sur les argiles sous-jacentes encore hydroplastiques. Ce biseautage serait ainsi dû à un « rabotage basal ».

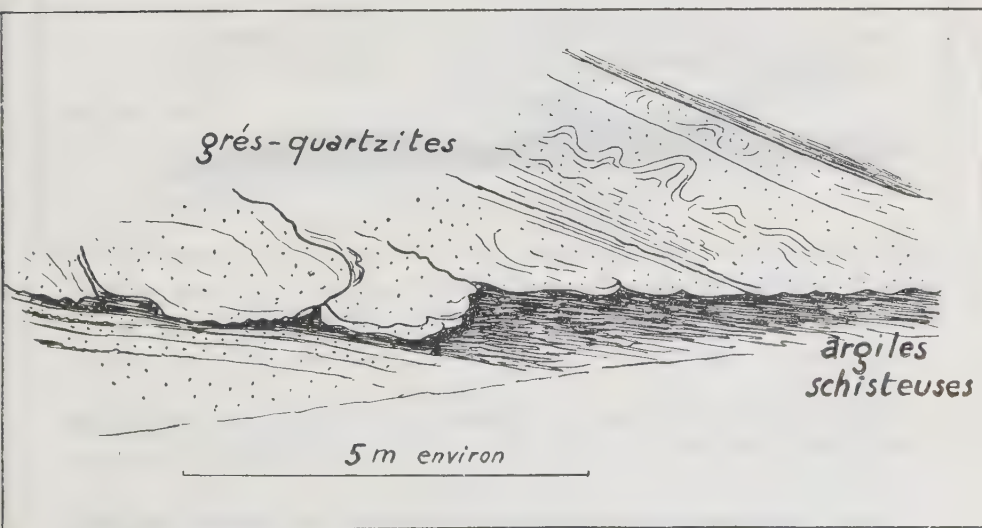


FIG. 47. — Stratification oblique dans l'Albien du Bou Mediène (f. Letourneux, x = 470, 7 y = 297, 2).

c) Les moulures arrondies ou figures de charge et de fluxion (fig. 48).

Il s'agit de renflements très irréguliers qui accidentent la partie inférieure de certains bancs de grès-quartzites ; la convexité de ces protubérances est toujours tournée vers le bas. Le contact entre les grès ou grès-quartzites et les argiles sous-jacentes est brutal ; la surface des grès est généralement nette et lisse.

La stratification interne des renflements est souvent très contournée et les argiles s'immiscent quelquefois au milieu des boules de grès ; ces caractères prouvent que la formation de ces boursofflures s'est effectuée alors que les sédiments étaient encore mous et plastiques ; il s'agit donc de phénomènes contemporains de la sédimentation ou immédiatement postérieurs.

Nous appliquons à ces curiosités sédimentologiques le terme de « figure de charge et de fluxion » ; elles sont en effet très probablement essentiellement dues au fluage, sous l'effet de la gravité, de sables qui se déposèrent sur un fond vaseux mou. Dans le cas de la figure 48, la gravité ne fut certainement pas la seule à intervenir ; seuls des déplacements horizontaux peuvent expliquer l'épaisseur très variable du banc gréseux.

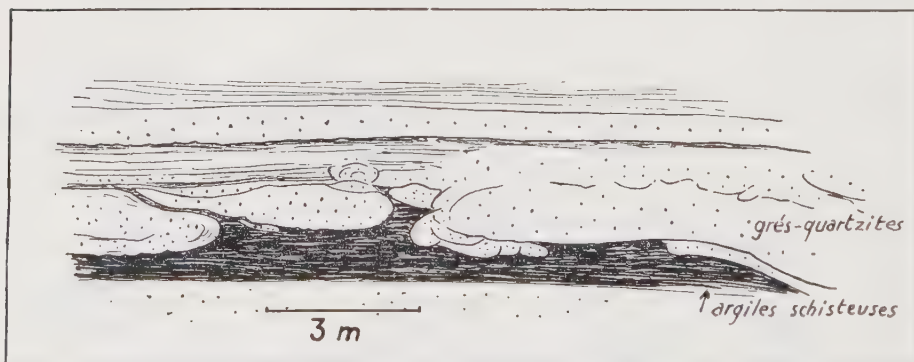


FIG. 48. — Figures de charge et de fluxion dans l'Albien. Bord de la route Affreville Letourneux, vers $x = 467$ $y = 295$ (f. Teniet el Haad).

Remarquons enfin que ces figures de charge et de fluxion se rencontrent au sein même de banc gréseux (voir partie droite de la fig. 48).

Mais une discussion détaillée concernant ces figures ne sera entreprise que plus loin, à propos d'exemples particulièrement nets observés dans l'Oligocène à faciès numidien (p. 251).

Ces protubérances n'ont jamais été rencontrées ailleurs qu'à la base des bancs de grès-quartzites ; les bancs à protubérances nous fournissent donc un excellent critère de polarité très facilement utilisable.

d) Les pseudo-nodules ou « slump-ball » (fig. 49).

Lorsque les « figures de charge » et de « fluxion » qui se trouvent au sein même d'un banc de grès s'accroissent, la roche se délite en boules et masses arrondies offrant une stratification interne grossièrement parallèle aux parois ; Macar (1948) a décrit des phénomènes tout à fait analogues ; il a nommé ces boules irrégulières : « pseudo-nodules ». Kuenen parle de son côté de « slump-ball » (1948b).

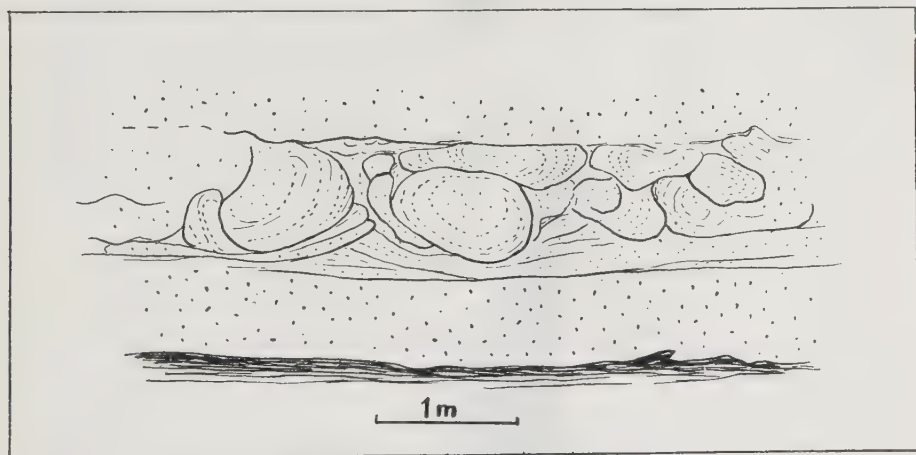


FIG. 49. — Pseudo-nodules dans l'Albien du Bou Mediène.
Bord de la piste d'Aïn Ounane ;
x = 470 75, y = 297, 4 (f. Letourneux).

Comme dans les exemples connus au Grand Duché du Luxembourg, on distingue des masses aplaties tronquées à leur partie supérieure par une surface à peu près plane, et des masses irrégulièrement globuleuses ; la stratification interne est bien visible, elle guide l'exfoliation.

Ce sont sans nul doute d'importants glissements sous-aquatiques, probablement déclenchés par des secousses sismiques, qui sont à l'origine de ces curieux « pseudo-nodules » ; il ne s'agit donc que d'une variété de « figures de charge et de fluxion ».

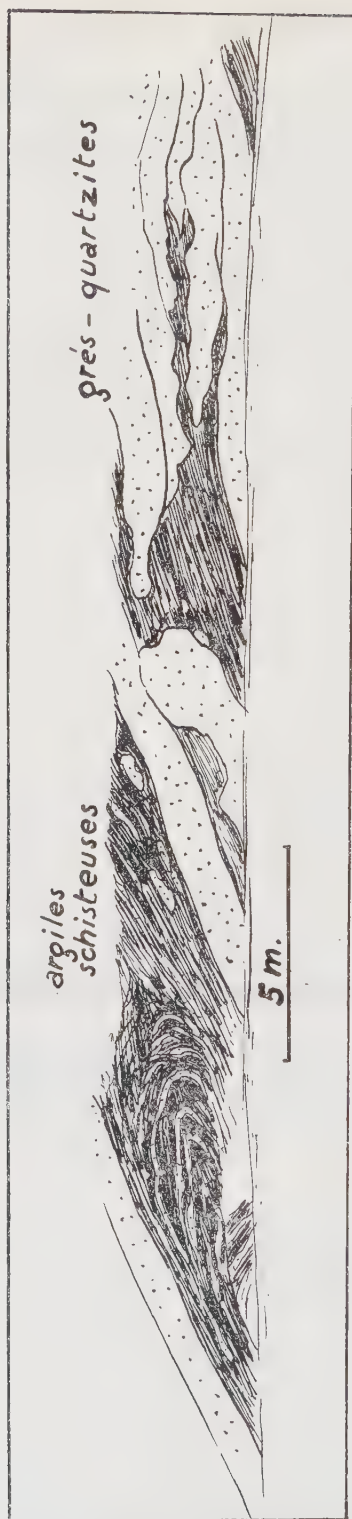


FIG. 50. — Effilochage de bancs dans l'Albien du Bou Mediène.
Bord de la piste d'Ain Ounane; $x = 470$, $y = 297$, 1. (f. Létourneux).

Les masses aplaties, tronquées à leur partie supérieure, permettent de reconnaître sans ambiguïté le mur et le toit des couches ; les « pseudo-nodules » fournissent donc eux aussi un excellent critère de polarité.

e) Les effilochages des bancs (fig. 50 et 51).

A côté de bancs de grès quartzites dont la puissance est constante sur de grandes distances, on en remarque quelquefois qui s'effilochent et disparaissent sur quelques mètres. L'extrémité de ces bancs est très capricieuse : il arrive que des bancs de plus de un mètre de puissance s'arrêtent brutalement sur quelques décimètres. A la limite on n'a plus que des boules de grès dans les argiles. Quelle est l'origine de cet effilochage des bancs qui s'accompagne toujours de figures de charge et de fluxion ?

Des courants ne peuvent, à notre avis, expliquer à eux seuls des allures aussi capricieuses ; il faut faire intervenir des glissements sous-marins contemporains de la sédimentation des bancs gréseux. On voit d'ailleurs sur la figure 50 que de tels glissements ont certainement existé (partie gauche). On peut donc penser que l'effilochage se produit lorsque des grès se déposent sur un fond vaseux irrégulier et incliné permettant le glissement.

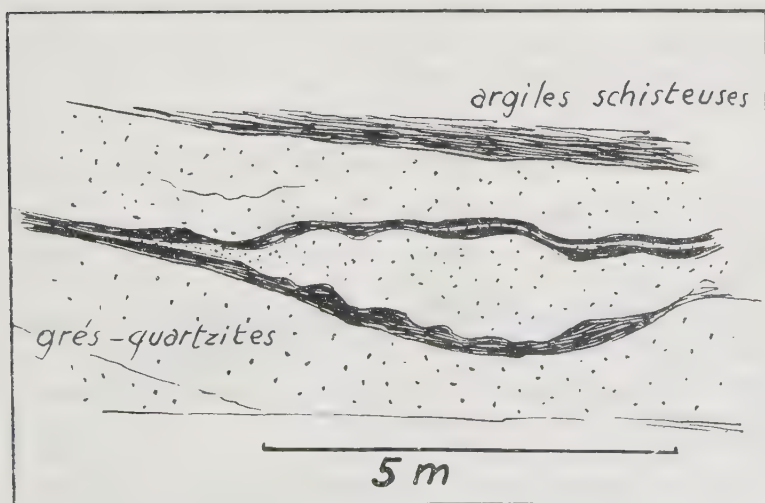


FIG. 51. — Effilochage de banc dans l'Albien.
Bord de la piste d'Aïn Ounane ; x = 468, 6 y = 297, 3 (f. Letourneux).

3) QUELQUES COUPES

a) Coupe de l'Ech Chaoun (f. Teniet el Haad, fig. 52).

Les dépôts qui, dans cette région, reposent sur de l'Aptien calcaire et qui, de ce fait, sont en majeure partie assimilables à l'Albien sont caractérisés par la très grande abondance d'intercalations grés-quartziteuses qui alternent avec peu d'argiles schisteuses.

Cette coupe avait déjà été étudiée par Ficheur (1900, pp. 575-577); mais cet auteur attribuait la série gréseuse de l'Ech Chaoun tout entière, à l'Aptien et pensait qu'il n'existait pas d'Albien; cette attribution est due à plusieurs erreurs; signalons en particulier que le niveau A de sa fig. 8, qu'il attribue à la base de l'Albien, appartient en réalité au Miocène inférieur. Ficheur signale cependant dans les grès qui constituent le sommet de l'Ech Chaoun (1804 m) des Orbitolines (p. 577); n'ayant pas retrouvé ce gisement, il nous est impossible de nous prononcer sur ces fossiles; ils sembleraient simplement indiquer que comme nous le savons, la base de la série schisto-gréseuse appartient peut-être encore à l'Aptien; mais de toute façon le Clansayésien est certainement représenté dans la partie inférieure de la série schisto-gréseuse de l'Ech Chaoun. Comme Ficheur le signalait déjà, les grès renferment parfois de nombreux moules de Bivalves malheureusement indéterminables.

Entre les derniers gros bancs grés-quartziteux et la barre calcaire contenant des Ammonites de l'Albien supérieur, on trouve une série assez marneuse, d'une cinquantaine de mètres, qui contient des calcaires zoogènes à *Epiaster incisus* Coquand. Cette série, qui sera décrite avec l'Albien supérieur qui lui est superposé (voir fig. 59 et p. 175), appartient probablement à l'Albien moyen.

Remarquons que les calcaires zoogènes en question disparaissent vers le N; on ne les retrouve par exemple plus dans la coupe du Bou Mediene; ceci prouve encore que les fonds sous-marins se relevaient progressivement vers le S.

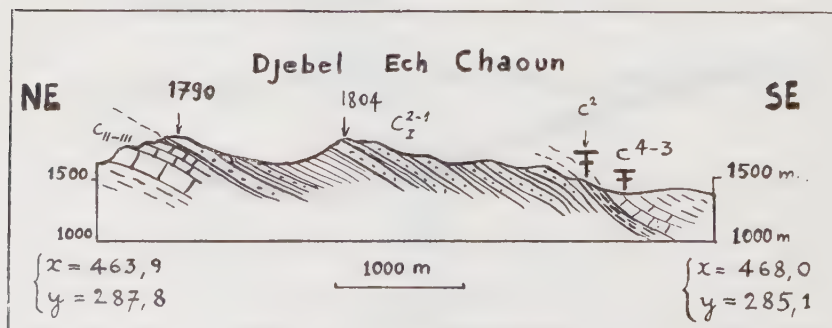


FIG. 52. — Coupe du Crétacé moyen de l'Ech Chaoun; CII-III : Barrémo-Aptien — C2-1 : Clansayésien; — Albien; C2 : Albien moyen; C4-3 : Albien supérieur — Céno manien.

b) Coupe du massif de Bou Mediene (f. Letourneux, fig. 37).

Les niveaux inférieurs de la coupe sont relativement peu gréseux ; on y trouve le conglomérat, les lumachelles à Huîtres et les nombreux accidents de sédimentation décrits plus haut ; le sommet est par contre très riche en épaisses intercalations grés-quartziteuses ; celles-ci, de structure très simple, sont visibles à grande distance car le massif culmine à 1588 m et le Djebel Louhe, avec ses 1448 m, domine de plus de 800 m la dépression du Chéelif ; de loin, ces sommets paraissent appartenir au « Numidien » (Oligocène) dans lequel elles furent longtemps rangées, en particulier par Ficheur (1900, p. 562, fig. 2) et J. Flandrin (1948, p. 141).

Les grès sont la plupart du temps très cimentés et passent aux grès-quartzites (c'est pourquoi cette formation détritique ne fournit malheureusement pas de notables ressources en eau).

Les fossiles sont rares ; en dehors des moules de Bivalves déjà signalés, nous avons découvert en $x = 472,9$ $y = 303$ (f. Sidi Madjoub), un banc de lumachelles à grosses Huîtres se rapprochant d'*Ostrea aquila* et en $x = 472,3$ $y = 305,2$ des marnes gréseuses bleu sombre contenant quelques restes de Lamellibranches.

La série grés-quartziteuse se termine, le long de l'Oued Krarroub (f. Letourneux, $x = 475$ $y = 302$) par des niveaux assez marneux, à rares intercalations gréseuses ; il s'agit vraisemblablement d'Albien moyen.

c) Coupe de l'Amrouna (f. Teniet el Haad et El Meddad, fig. 28).

Contrairement à ce qui se passe dans les régions examinées ci-dessus, c'est la base de la série qui contient les plus nombreuses et plus puissantes intercalations grés-quartziteuses ; les niveaux inférieurs contiennent d'ailleurs encore quelques minces bancs de calcaires gréseux à Orbitolines (voir sommet de la coupe de la fig. 29).

La moitié supérieure de la série garde le faciès flysch mais devient très argilo-schisteuse, comme on peut l'observer dans la vallée de l'Oued Beni Fene, vers $x = 433$ $y = 293$, et au N du Koudiat Keskès ($x = 436,5$ $y = 294,5$).

A la limite de ces deux ensembles lithologiques (partie inférieure très grés-quartziteuse, partie supérieure très argileuse), nous avons découvert, en $x = 433,7$ $y = 291,9$ (f. El Meddad), *Parahoplites nov. sp.* qui appartiendrait incontestablement, d'après Mme Basse de Ménorval et M. Ch. Jacob, à la zone de Clansayes. C'est malheureusement la seule Ammonite jamais découverte dans le flysch schisto-gréseux autochtone.

4) AGE DE LA SÉRIE AUTOCHTONE

Cette série est antérieure aux marno-calcaires à Ammonites de l'Albien supérieur étudiés plus loin et postérieure aux niveaux datés aptien moyen-supérieur par des Ammonites dans l'Oued Krerkrou. C'est donc essentiellement du Clansayésien (ce qui a été confirmé par la découverte d'un *Parahoplites* de la zone de Clansayés) et de l'Albien ; l'extrême base de la série appartient peut être encore à l'Aptien supérieur, mais l'absence d'Ammonites ne permet pas de dater avec précision l'important changement lithologique qui mit fin à la sédimentation calcaire de l'Aptien.

B. L'ALBIEN DU COMPLEXE A

Les intercalations grés-quartziteuses sont ici, d'une façon générale, moins puissantes que dans l'autochtone, mais à part ce caractère parfois peu marqué, la série garde généralement un faciès flysch typique. On trouve cependant quelques faciès particuliers qui méritent d'être étudiés.

1) ÉTUDE DE QUELQUES FACIÈS

a) Le flysch.

C'est le faciès le plus fréquent et le plus typique ; il ne fait jamais défaut. Il s'agit d'une alternance monotone d'argiles schisteuses verdâtres et de grès quartzites également verdâtres ou brunâtres, en petits bancs de l'ordre du décimètre. De temps en temps, un banc plus épais qui, à grande échelle, est toujours lenticulaire, s'intercale dans ce flysch ; il forme des crêtes qui soulignent la structure générale ; seuls ces gros bancs sont visibles sur photos aériennes. Le flysch prend d'ailleurs sur ces dernières une teinte grise caractéristique qui permet de le distinguer nettement de tous les niveaux créacés plus récents.

Les grès quartzites ont habituellement un grain très fin (quelques dixièmes de mm) et homogène ; ce n'est qu'exceptionnellement que l'on remarque des galets de quartz qui atteignent 1 cm de diamètre, comme en x = 430,3 y = 312,4, sur la feuille de Beni bou Douane. Il n'est pas rare de rencontrer des grès quartzites pétris de galets d'argiles rouges ; c'est un faciès qui a déjà été rencontré dans l'Hauterivien-Barrémien (voir p. 117).

De nombreuses curiosités sédimentologiques affectent les bancs de grès quartzites.

Rides sous-marines ou « ripple marks ».

On les rencontre très fréquemment à la partie supérieure des bancs ; il s'agit généralement de rides dissymétriques formées par

des courants ; de très belles surfaces à ripple-mark peuvent particulièrement bien être observées aux points suivants :

- feuille au 1/50.000^e Molière : tout le long de la route de Bou Caïd à Orléansville, spécialement entre $x = 390$ $y = 393$; dans la série renversée du versant occidental du Grand Pic de l'Ouarsenis ;
- f. El Meddad : dans le lit de l'Oued Fodda spécialement en $x = 412,8$ $y = 285,1$;
- f. Beni bou Douane : dans la série renversée du Djebel Amr, en $x = 415,3$ $y = 303,4$.

Lorsque les bancs de grès-quartzites sont, comme cela arrive fréquemment, isolés au sein des argiles, les ripple-marks peuvent être utilisés comme critère de polarité, car c'est toujours à leur partie supérieure qu'on les rencontre (voir fig. 54).

L'interprétation est plus délicate lorsque les petits bancs de grès-quartzites sont très proches les uns des autres ou superposés.

En effet si deux bancs ne sont séparés que par quelques millimètres d'argiles, la base du banc supérieur se moule sur les rides du banc inférieur et on aboutit à un banc de grès-quartzites limité par des « ripple marks » sur ses deux faces (voir fig. 53).

Dans ce dernier cas, la structure interne des « ripple-marks » permet souvent de lever l'incertitude. La stratification fine est en effet grossièrement parallèle à la pente la plus raide de la ride,

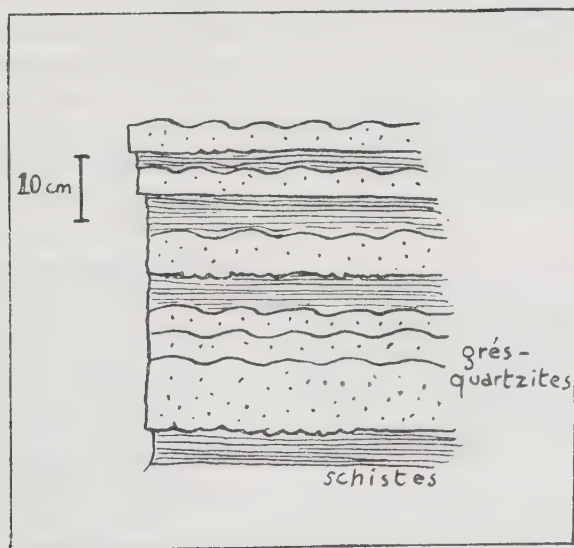


FIG. 53. — Allure du flysch albien ; au sommet des bancs de grès-quartzites : « ripple-marks » ; à la base « figures de charge et de fluxion ».

alors qu'elle est coupée en biseau par la pente douce (fig. 54) ; à l'intérieur de la partie inférieure du banc, on trouve en outre de nombreuses micro-stratifications entrecroisées qui permettent toujours de reconnaître le mur et le toit, lorsque les figures de charge et de fluxion sont absentes.

Les figures de charge et de fluxion (à propos de ces termes voir p. 251).

Elles sont très nombreuses et fournissent sans nul doute le meilleur critère de polarité. En raison de la faible épaisseur des bancs grés-quartziteux (de l'ordre du centimètre), les boursoufflures qui se trouvent à leur base sont de dimensions réduites ; elles ne dépassent quelquefois pas quelques mm d'amplitude ; leur aspect, qui rappelle une coulée boueuse brusquement figée, est cependant toujours très caractéristique (voir planche 6, fig. 1).

Ces figures sont très nettes dans la série renversée du Grand Pic (f. 1/50.000 Molière) où on les observe très facilement puisqu'elles ne se rencontrent plus à la base mais au sommet des bancs ; de très beaux exemples se remarquent le long du sentier de ceinture, et au-dessus de la piste allant au Djebel Belkairat (vers $x = 402$, $y = 287,3$).

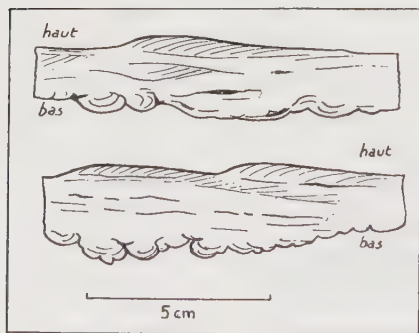


FIG. 54. — Sections de bancs de grès-quartzites albiens montrant : la structure interne des « ripple-marks », Les microstratifications entrecroisées et les contournements dus aux « figures de charge et de fluxion » ; l'allure en plan de ces dernières est représentée sur la fig. 1 de la planche 6.

Les moulures coniques.

De nombreuses bases de bancs sont couvertes de protubérances allongées, souvent coniques, ressemblant au « rillmarks » de Shrock (1948, fig. 92), et aux « zapfenförmige Gefliessmarken » des auteurs allemands (Kiesslinger, 1937). Ces traces sont particulièrement abondantes dans le flysch oligocène et miocène ; leur signification sera discutée dans les chapitres correspondants.

Les filons clastiques.

Ils sont très rares ; nous en avons cependant observé un en $x = 434,2$ $y = 289,15$ (f. d'El Meddad).

b) Les niveaux à nodules calcaires.

C'est un faciès qui n'apparaît que lorsque les intercalations grés-quartziteuses se raréfient. Les argiles verdâtre sombre, se chargent alors de nodules à patine jaune-vert et de forme irrégulière qui, en cassure, montrent une structure en « septaria », les filonnets de calcite étant d'ailleurs souvent teintés en noir (par des hydrocarbures ?).

Un tel niveau à rognons calcaires s'observe particulièrement bien en bordure de la route de Bou Caïd à Orléansville (f. de Molière en $x = 394,3$ $y = 297,1$).

L'apparition de nodules s'accompagne généralement d'une modification des niveaux argilo-schisteux qui les contiennent. Ceux-ci perdent leur schistosité et leur dureté ; ils deviennent moins détritiques et peuvent même passer à des marnes ; souvent la roche se débite en très fines paillettes. Dans de tels niveaux, on remarque fréquemment de très nombreux lits de calcite fibreuse dont les fibres sont perpendiculaires aux parois et qui offrent quelquefois la structure « cone in cone » ; on peut donc leur appliquer le terme de « beef » (à ce sujet voir en particulier : Denayer, 1952).

Ces « filons » ne sont pas répartis au hasard ; ils sont toujours rigoureusement parallèles à la stratification et d'épaisseur constante sur de grandes distances ; ils atteignent jusqu'à plus de 10 cm d'épaisseur. Ils sont particulièrement fréquents dans le Crétacé supérieur où nous les étudierons plus en détail.

Le faciès légèrement calcaire à nodules et « beef » est fréquent au sommet de la série, où il annonce les marno-calcaires à *Perinquieria* de l'Albien supérieur ; il correspond peut-être à l'Albien moyen.

c) Les faciès marneux.

Le passage du flysch aux marno-calcaires de l'Albien supérieur se fait habituellement assez vite sur quelques dizaines de mètres, par l'intermédiaire des argiles à nodules étudiées ci-dessus ; on trouve cependant, en quelques endroits, sous les marno-calcaires de l'Albien supérieur, d'autres faciès ; il s'agit de niveaux schisto-marneux de teinte claire, où les grès-quartzites sont absents ou très rares ; des schistes verdâtres y subsistent toujours mais passent progressivement à des marnes dures grisâtres se délitant en grands feuillets, en grosses frites ou en paillettes et contenant des rognons calcaires. De tels faciès sont visibles au N de l'Oued

Fodda ; à l'extrémité W de la feuille d'El Meddad ($x = 405$, $y = 295$), où nous avons découvert des débris d'Échinides.

Une série marno-schisteuse analogue, sans grès-quartzites, se rencontre au N du massif culminant de l'Ouarsenis, dans la partie E de la feuille de Molière que nous n'avons malheureusement pas eu l'occasion d'étudier ; on peut facilement l'observer le long de la piste qui, partant à quelques centaines de mètres au NW de Bou Caïd, se dirige vers le N.

Sur la feuille de Pont du Caïd, on remarque des faits assez semblables ; au SE de Pont du Caïd, en particulier, entre le flysch et les calcaires de l'Albien supérieur, on trouve toujours une épaisse série plus ou moins marneuse ; les grès-quartzites y sont rares, on rencontre par contre des nodules calcaires et une multitude de lits, souvent épais, de « beef ».

Une coupe de ce type peut en outre être relevée au N du Djebel Boukba ($x = 455$ $y = 303$).

Ce faciès n'est pas localisé dans notre région d'étude ; des faciès analogues m'ont été montrés par J. Polvéche dans l'Ouarsenis occidental. L'albien moyen est vraisemblablement représenté dans ce faciès, mais les documents paléontologiques manquent encore ; peut être qu'un examen systématique des nodules fournirait quelques fossiles.

d) Les faciès rouges.

Le flysch albien et les niveaux qui lui sont associés ont généralement une teinte verdâtre sale à bleuâtre. On trouve cependant des faciès à patine rose, lie de vin, et violacée, qui méritent d'être signalés. Ce type de faciès peut particulièrement bien être observé aux environs d'Affreville (f. de Miliana).

On y trouve des argiles très colorées, brun-crème, bleu sale, lie de vin et violacées ; elles se présentent souvent en bancs peu feuilletés, à grosse cassure conchoïde ; elles contiennent de très rares débris d'Échinides (par exemple en $x = 460,1$ $y = 330,3$) et d'assez nombreux nodules siliceux grisâtres ou rougeâtres ; les intercalations gréso-quartziteuses sont très nombreuses ; peu épaisses, elles donnent à la série un faciès flysch mais elles arrivent à former des bancs de plus de 10 m de puissance, en particulier dans la carrière située à 4 km au NW d'Affreville ($x = 454,8$, $y = 330$) ; ces grès-quartzites sont toujours très colorés, en rose, violet ou rouge lie de vin.

Faute de fossiles, cette série avait été placée dans le Trias

(f. de Miliana, 1^{re} édition), puis dans le flysch « numidien » (A. Caire, L. Glangeaud, M. Mattauer, 1950).

Mais nous avons découvert, dans l'affleurement situé à 3,5 km à l'W d'Affreville, en $x = 453,75$ $y = 330$, des Échinides déterminables, dont *Toxaster radula* Gauthier (dét. J. Devries) ; cette espèce a été définie dans l'Albien du Constantinois et, d'après J. Devries, ne descendrait pas en Algérie dans l'Aptien. Mais comme G. Castany signale cette espèce dans le Barrémo-Aptien de Tunisie (1952, p. 141 et 160), cette conclusion mérite confirmation et ce fossile ne peut à lui seul prouver l'existence de l'Albien dans les faciès rouges. Cette assimilation peut cependant être considérée comme probable, car jamais le Barrémo-Aptien de la région, pourtant très riche en Échinides, n'a fourni *Toxaster radula* ; nous avons par contre, retrouvé cette espèce dans le flysch à faciès albien de la feuille de Miliana, en $x = 449,1$ $y = 338,6$ à 3,5 km au NW de la maison forestière de Sidi Medjahed.

Nous admettons donc que ces faciès rouges appartiennent à l'Albien-Clansayésien leur base pouvant cependant à la rigueur, être aptienne.

Le faciès coloré de l'Albien se retrouve souvent en dehors de la feuille de Miliana :

sur la feuille de Pont du Caïd

— aux environs de $x = 450$ $y = 315$, où il est apparemment situé au-dessus des marno-calcaires aptiens ;

— vers $x = 464,5$ $y = 307$, sous le Miocène des Matmatas et apparemment sous des niveaux datés albiens ;

— vers $x = 446$ $y = 320,5$ au milieu du flysch albien dont il n'est pas possible de le dissocier ; les affleurements de cette région se raccordent d'ailleurs aux affleurements marqués en « Numidien » (Oligocène) sur la partie S de la feuille de Miliana, qu'il faut donc considérer comme crétacés ;

— en $x = 444,8$ $y = 319,3$, où il a fourni une microfaune caractérisant l'Aptien supérieur-Albien inférieur avec J. Magné :

Globigerina infracretacea

— *washitensis*

— *sp.*

Epistomina cf. *scaphiolocula*

— *colomi*

— *sp.*

Planulina *sp.*

Lenticulina *sp.*

Haplophragmoides *sp.*

Ostracodes, etc...

sur la feuille de Beni Bou Douane :

— en $x = 410-411$ $y = 314$, on trouve un massif schisto-gréseux très coloré ; il s'agit d'argiles violacées contenant des niveaux rouges et chargés de grès-quartzites plus ou moins en plaquettes, violacés, noirâtres, brunâtres, ou jaunâtres ; on rencontre de gros bancs de grès-quartzites

roses (jusqu'à 15 m de puissance) à grain très homogène et fin montrant localement, à la base des bancs, des figures de charge et de fluxion. C'est un faciès en tous points analogue à celui d'Affreville ; nous le plaçons donc dans le crétacé inférieur et peut-être l'Albien et ceci malgré sa position sur les marnes du Crétacé supérieur ce qui oblige à l'interpréter en klippe ; — aux environs de $x = 414,5$ $y = 315,3$ où il semble intercalé *dans* le flysch albien.

e) L'Albien transgressif.

Dans le massif culminant de l'Ouarsenis (f. El Meddad et Molière), le flysch offre des caractères particuliers ; il est en effet discordant, sur le Jurassique, le Néocomien, le Barrémien et peut-être l'Aptien, et d'importants conglomérats jalonnent quelquefois cette discordance. Ce caractère est d'autant plus remarquable, que partout ailleurs la sédimentation s'est effectuée de façon continue, sans hiatus visible, au cours de tout le Crétacé.

Amplitude de la discordance.

Elle n'est généralement pas visible à l'échelle de l'affleurement où les couches paraissent concordantes, mais apparaît nettement si l'on considère des affleurements éloignés de quelques km ou même de quelques centaines de mètres.

L'Albien repose successivement (voir fig. 17) :

- sur le Dogger : à l'extrémité W de la Sra Sidi Abd el Kader, au Djebel Batha, au Kef N'Hal ;
- sur l'Argovien au Rokba,
- sur le Néocomien, au Grand Pic, au Djebel Aïn el Hadjela, dans le massif d'Aïn Sour,
- sur le Barrémien et peut-être l'Aptien autour du Hammam Sidi Slimane.

La discordance est très nette au Kef N'Hal (voir fig. 165), où, sur quelques centaines de mètres, le poudingue de base repose sur le Dogger, l'Argovien, le Tithonique et le Néocomien. La discordance angulaire y est donc appréciable (de l'ordre de 10 à 20°).

Les conglomérats.

Ils sont importants lorsque le substratum est jurassique, c'est-à-dire calcaire, et absents ou très réduits lorsqu'ils reposent sur le Néocomien complet comme au Grand Pic, ou sur le Barrémien comme autour du Hammam Sidi Slimane, c'est-à-dire lorsque le substratum est schisteux ou marno-calcaire. Au Kef N'Hal, les conglomérats de base ont plusieurs mètres d'épaisseur (fig. 55) ; ils passent progressivement vers le haut au flysch, où l'on retrouve

quelquefois des intercalations conglomératiques. Les conglomérats ne sont généralement pas cimentés ; les galets sont noyés dans un ciment argilo-schisteux ; on trouve parfois des grès calcaires très détritiques bourrés d'*Orbitolines* et de débris d'*Ostracés* (par exemple à l'extrémité W du Kef N'Hal et au Belkairét), mais il n'est pas possible de savoir si ces fossiles sont remaniés ou non.

M. Lys a reconnu dans des calcaires détritiques provenant de l'extrémité W du Kef N'Hal :

Orbitolina trochus Fritsch

— *lenticularis* Blumenbach

— *discoidea* var. *libanica* Henson

Les galets sont empruntés au Jurassique et au Néocomien dont on reconnaît aisément les principaux faciès ; nombreux sont cependant aussi les galets de calcaires oolithiques, graveleux ou à débris, pétris d'*Orbitolines*.

Age de la transgression.

Parmi les galets, on rencontre donc outre du Jurassique et du Crétacé, des calcaires à *Orbitolines* qui appartiennent sans nul doute à l'Aptien ; la base du flysch

appartient donc, soit à l'Aptien terminal, soit à un niveau plus récent. Les *Orbitolines* signalées ci-dessus, indiqueraient plutôt, si elles étaient en place, un âge Aptien ; leur remaniement ne peut cependant être exclu ; d'autre part, les *Orbitolines* ne suffisent pas à séparer l'Aptien du Clansayésien. Dans ces conditions, nous admettons que le flysch appartient essentiellement au Clansayésien-Albien ; sa base pouvant peut-être descendre jusque dans l'Aptien ; le terme de « flysch albo-aptien » des anciens auteurs se justifie donc d'une certaine façon.

Il faut cependant remarquer qu'il n'est pas encore sûr que l'Aptien soit représenté dans ce faciès flysch du massif culminant ; de toute façon seul l'Aptien terminal peut y participer, puisque l'Aptien franc montre, dans la région, des faciès à intercalations calcaires bien différents. Le flysch appartient donc essentiellement au Clansayésien-Albien ; cette attribution est d'ailleurs très vrai-

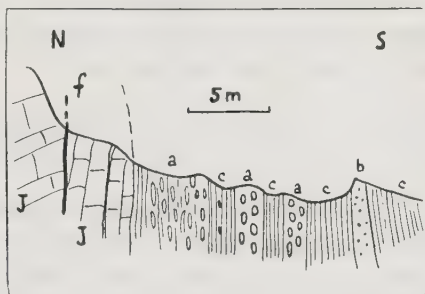


FIG. 55. — Les niveaux conglomératiques de la base du flysch sur le versant Sud du Kef N'Hal (f. Bourbaki, x = 405, 8 y = 279, 6)
a : conglomérats ; b : grès-quartzites ; c : schistes ; J : Jurassique.

semblable car le seul flysch qui, dans l'Algérois, apparaît dans des conditions analogues (au Zaccar où il repose transgressivement sur le Primaire) a fourni à L. Glangeaud (1932) des ammonites de la zone de Clansayes.

Le flysch du massif culminant de l'Ouarsenis nous démontre ainsi l'existence d'une importante phase tectonique intra-crétacée qu'il faut placer à la fin de l'Aptien.

Cette phase ne se rencontre qu'exceptionnellement en Algérie ; les exemples de l'Ouarsenis et du Zaccar (L. Glangeaud, 1927) semblent pour le moment en être les seules manifestations connues ; partout ailleurs les séries albo-aptiennes sont complètes et concordantes. L'extrême rareté des points où cette phase tectonique est visible semble indiquer que ses effets ne se faisaient sentir que dans des secteurs réduits et privilégiés ; il s'agit donc d'une phase tectonique bien particulière.

2) ÉTUDE DE QUELQUES COUPES AYANT FOURNI DES AMMONITES

Comme les faciès restent, à quelques détails près, très homogènes et monotones dans toutes les coupes de l'Albien, les descriptions locales n'ajouteraient rien à l'étude générale des faciès, faite plus haut ; nous n'examinerons donc que les rares coupes ayant fourni des fossiles.

a) L'Albien du Kef Assaker (f. Bourbaki, fig. 56).

C'est une des rares coupes où nous avons découvert des fossiles. Au sommet, le flysch nous a fourni en $x = 408,3$ $y = 278,95$ un *Parahoplites* sp. de la zone de Clansayes.

Structuralement plus bas, dans un flysch analogue, des nodules et des rognons calcaires contiennent (en $x = 407,55$ $y = 277,6$) : *Desmoceras lalidorsatum* (Michelin) ; cette Ammonite ne fournit malheureusement pas de renseignements très précis puisqu'on la trouve depuis l'Albien inférieur jusqu'au Cénomaniens inférieur.

La présence de Miocène interstratifié dans le flysch montre que cette coupe est sillonnée de contacts anormaux ; un de ceux-ci se trouve d'ailleurs probablement entre les deux gisements fossilifères signalés plus haut, puisque le niveau supérieur est plus ancien (zone de Clansayes) que le niveau inférieur (Albien inférieur ou plus récent).

b) L'Albien au S de la maison forestière des Beni Zoug Zoug (f. de Pont du Caïd).

D'épaisses barres grésio-quartziteuses soulignent la base de l'Albien à l'Ouest de Pont du Caïd (Djebel Bir, Djebel Ziatine) ;

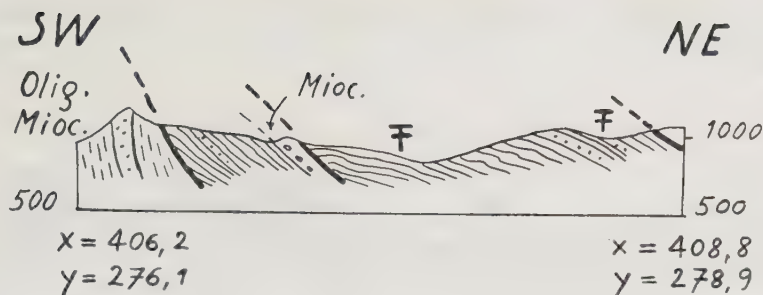


FIG. 56. — Coupe du flysch crétacé à l'E du Kef Assaker.

il en est de même plus au SW, dans la région du Djebel Baba Driss ($x = 445,4$, $y = 308,6$) et du Djebel Tizi Amdane ($x = 448$, $y = 310$).

Au Sud de la maison forestière des Beni Zoug Zoug ($x = 445,3$, $y = 316,3$), il semble que la série basale soit au contraire plus argilo-schisteuse ; les intercalations grés-quartzitiques n'y prennent jamais autant d'importance ; il s'agit surtout de schistes verdâtres ou bleuâtres. En $x = 443,2$, $y = 315,3$, cette série a fourni un *Parahoplites* sp. appartenant soit à l'Aptien supérieur, soit au Clansayésien ; de plus dans des nodules, nous avons découvert au même endroit : *Ennalaster transiens* Pomel (dét. Devries), espèce créée par Pomel pour des échantillons ramassés aux environs d'Affreville et provenant probablement de la série rouge qui, étudiée plus haut (p. 160), nous a fourni, aux environs de cette localité, *Toxaster radula* Gauth.

c) L'Albien au N de la maison forestière des Beni Zoug Zoug.

Aux environs de $x = 445,3$, $y = 318,3$ on peut facilement étudier les niveaux qui se trouvent entre le flysch typique et les calcaires à Ammonites de l'Albien supérieur. On distingue, de bas en haut, et au-dessus du flysch (voir fig. 57).

1) marnes verdâtres ou bleu-noir en paillettes, à rognons calcaires et sillonnés par des filons de calcite à structure « beef » parallèles à la stratification ; très rares bancs de grès-quartzites ;

2) marnes ayant une patine toute différente, bleuâtre, noirâtre, à reflets rougeâtres et violacés ; nodules calcaires gris-bleu ; ce niveau a fourni en $x = 445,4$, $y = 318,5$, une microfaune albienne très pauvre avec (dét. J. Magné) : Foraminifères arénacés,

Globigerina sp. (petites formes) ;

Globigerina washitensis Carsey ;

Anomalina sp. ; *Lenticulina* sp. ;

Ostracodes.

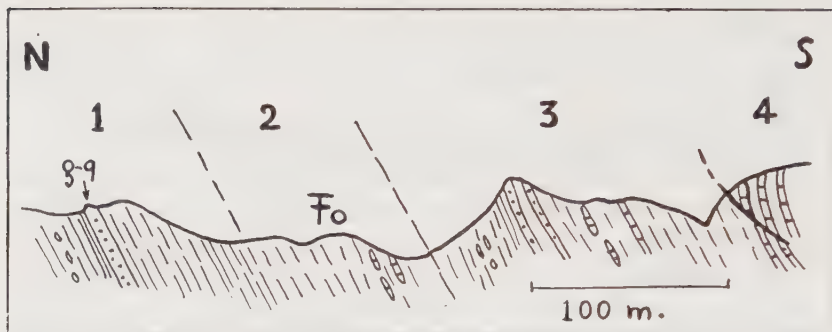


FIG. 57. — Coupe de l'Albien (moyen ?) au N de la maison forestière des Beni Zoug Zoug
Les chiffres renvoient au texte.

- 3) série marneuse toujours colorée, de teinte rougeâtre et bleutée mais chargée d'intercalations grés-quartziteuses à patine rouge ou violette ;
4) calcaires en petits bancs de l'Albien supérieur.

Cette épaisse série marneuse appartient probablement, par suite de sa situation, à l'Albien moyen.

d) L'Albien du Marabout blanc (f. de Pont du Caïd $x = 460$ $y = 315,3$).

Un faciès relativement marneux se rencontre sur les flancs de la colline qui supporte le « Marabout blanc » ; on remarque encore des bancs de grès-quartzites, en particulier vers le sommet, mais plus bas la série schisteuse est sillonnée par quelques intercalations marneuses ou marno-calcaires de couleur gris-bleu ou crème ; elles contiennent de très rares débris d'Échinides, en particulier sur le flanc SE du Marabout ; le flysch nous a en outre fourni en $x = 460,25$, $y = 315,15$ *Hypacanthoplites* sp., cf. *inflatus* Breist. de l'Albien inférieur et des Échinides déformés appartenant probablement à l'espèce de Pomel déjà citée (p. 165), *Ennalaster transiens* Pomel.

e) L'Albien du Koudiat bel Kouf (f. de Beni bou Douane).

Il a fourni en $x = 411,45$ $y = 305,65$ la même Ammonite qu'au Marabout blanc, c'est-à-dire *Hypacanthoplites* sp. cf. *inflatus* Breist., mais aucune trace de calcaire n'est ici visible ; il s'agit d'une série à faciès flysch tout à fait typique, à très nombreuses intercalations grés-quartziteuses dont certaines sont importantes.

Les complications tectoniques ne manquent pas dans cette région puisque cet Albien repose sur du Cénomanién et est lui-même recouvert par de l'Aptien. Il est donc impossible de savoir si nous sommes en présence de la partie inférieure ou supérieure du flysch.

f) Le flysch de l'Oued Lyra (f. de Beni Bou Douane).

Le cours de l'oued Lyra traverse sur plusieurs km une série schisto-quartziteuse à faciès flysch, qui couvre de vastes surfaces sur la partie orientale de la feuille de Beni bou Douane. La partie supérieure de cette série a fourni une Ammonite assez proche de celle trouvée au S de la maison forestière des Beni Zoug Zoug, c'est-à-dire un *Parahoplites* sp., appartenant soit à l'Aptien, soit plus probablement au niveau de Clansayes; cette découverte semble indiquer que le faciès flysch appartient, au moins dans cette région et pour sa plus grande part, au niveau de Clansayes.

g) L'Albien du marché des Matmatas (f. Pont du Caïd).

Il apparaît sous les barres miocènes du marché; c'est un des rares affleurements qui nous ait fourni de la microfaune. Les marnes à microfaune ont été récoltées en $x = 462,85$ $y = 306,35$ où elles ne contiennent que (J. Magné) : *Globigerina* sp. (petites formes) et des Ostracodes, et en $x = 462,8$ $y = 305,9$ où on rencontre une association qui caractérise l'Aptien supérieur et l'Albien inférieur avec :

Globigerina sp. (petites formes)

Epistomina sp.

— *colomi* Sigal,

Anomalina sp.,

Lenticulina sp.,

La patine de ces marnes est verdâtre et grisâtre; on y trouve des boules de calcaire jaune; elles sont associées à des marnes gris-bleu, conchoïdes; elles forment des intercalations peu puissantes, au milieu d'une série à faciès flysch, avec grès-quartzites verdâtres à ripple-marks et à curiosités sédimentologiques habituelles (figures de charge et de fluxion entre autres). D'une façon générale, les intercalations grés-quartziteuses sont cependant peu abondantes; aucune barre gréseuse importante n'apparaît; de plus, à peine plus au N, la série est très argilo-marneuse; il n'y a presque plus de grès-quartzites, mais beaucoup de nodules rognonneux calcaires, à patine verdâtre; on est loin du flysch typique de l'Albien.

Un peu plus à l'E, on retrouve, en $x = 464,5$ $y = 307$, et apparemment sous cet Albien très marneux, des faciès très grés-quartziteux et très colorés.

Les grès-quartzites ont une patine violacée à rougeâtre; ils sont toujours tachetés (mouchetures brunes ou violacées); certains bancs sont pétris

de galets aplatis d'argile verdâtre ou rougeâtre. On y trouve quelquefois des moules en creux de Gastéropodes et de Bivalves. Les passées argileuses sont grisâtres ou verdâtres ; elles sont sillonnées par des veines de calcite fibreuse (« beef ») de plus de 10 cm de puissance, de couleur brun-violacé. Cette série schisto-gréso-quartziteuse ressemble parfaitement aux « faciès rouges » étudiés plus haut (p. 160), avec lesquels nous la parallélisons.

3) LE FLYSCH ALBO-APTIEN DU DJEBEL TIBERKANINE

(f. Orléansville $x = 401$ $y = 319$)

Bien que situé en dehors de notre région d'étude, ce lambeau de flysch mérite d'être signalé pour plusieurs raisons : il avait jusqu'à présent été placé dans l'Oligocène (f. géol. au 1/500.000 Alger Nord, 1952) ; il se trouve dans une situation tectonique très intéressante (fig. 149).

Le Djebel Tiberkanine est formé de schistes verdâtres chargés d'intercalations peu épaisses de grès-quartzites verdâtres à brunâtres ; il s'agit d'un faciès monotone ; il est azoïque, sauf à la base (fig. 149) où l'on rencontre de petits bancs de grès-quartzites brunâtres contenant des Orbitolines très abimées parmi lesquelles M. Lys a reconnu *Orbitolina lenticularis* Blum. de l'Aptien-Albien. Ce fossile ne suffit évidemment pas à dater exactement le flysch qui pourrait encore appartenir à l'Aptien ; mais comme les Orbitolines ont été découvertes à sa base, comme enfin on n'y rencontre pas d'épisodes calcaires, nous admettons, au moins provisoirement, qu'il s'agit surtout d'Albien.

Signalons que des faciès analogues nous ont livré des Orbitolines un peu plus à l'W, en $x = 396,2$ $y = 316$, tout près du Jurassique et du Primaire de Lamartine.

4) CONCLUSIONS STRATIGRAPHIQUES

La très grande rareté des fossiles ne nous a pas permis de résoudre tous les problèmes concernant le flysch du complexe A.

Nous savons cependant de façon certaine, grâce à des Ammonites, que l'Albien inférieur et le niveau de Clansayes y sont représentés.

L'Albien moyen n'a pas encore pu être caractérisé ; il faut probablement lui rapporter les niveaux très peu détritiques, à nodules calcaires, qui apparaissent entre le flysch et les marno-calcaires à Ammonites de l'Albien supérieur.

La base du flysch appartient peut-être encore à l'Aptien : cette hypothèse est d'autant plus vraisemblable que le même phénomène se produit probablement dans l'autochtone. La limite entre le flysch et les calcaires du Barrémo-Aptien n'est donc qu'une limite de faciès, limite dont l'âge peut sans doute légèrement

varier suivant les régions. Cependant, comme l'âge aptien de l'extrême base de la série à faciès flysch n'est pas démontré, comme d'autre part, seule une partie du flysch peut être rapportée à l'Aptien qui, nous le savons désormais est dans la région, essentiellement représenté par des faciès schisto-gréseux à intercalations calcaires, le terme de flysch « albo-aptien » ne doit plus être employé qu'avec prudence.

Nous avons vu que l'allure transgressive du « flysch » du Grand Pic de l'Ouarsenis n'était qu'une exception, puisque seuls les abords immédiats du Grand Pic ne montrent pas de calcaires du Barrémo-Aptien sous le flysch.

Signalons pour terminer que l'âge précis des faciès rouges signalés plus haut reste à résoudre et mériterait d'être approfondi, car il s'agit d'un excellent faciès repère. C'est en tout cas un nouveau faciès qu'il serait intéressant de retrouver dans les régions voisines.

C. L'ALBIEN DE LA NAPPE B

Dans cette nappe les affleurements d'Albien inférieur et moyen sont malheureusement très limités ; on ne relève jamais de coupe complète, car le substratum aptien n'apparaît nulle part. Les rares coupes rencontrées méritent cependant un rapide examen, car il semble bien que les niveaux antérieurs aux calcaires en plaquettes de l'Albien supérieur soient ici plus marneux que dans l'autochtone et le complexe A ; les intercalations grés-quartziteuses n'ont pas disparu, mais elles ne donnent plus à la série le faciès flysch ; la proportion des grès-quartzites est faible, les bancs sont peu fréquents et peu épais ; les marnes à microfaune sont beaucoup moins rares.

DESCRIPTION DE QUELQUES AFFLEUREMENTS

a) Sur la feuille au 1/50.000 de Bourbaki.

Dans cette région, tous les affleurements de Crétacé moyen sont sillonnés par une multitude de contacts anormaux qui compliquent beaucoup les études de détail.

Sous les marno-calcaires en plaquettes de l'Albien supérieur, on remarque en maints endroits des marnes olive ou vert sale, donnant des teintes sombres ; les intercalations grés-quartziteuses sont peu fréquentes et peu épaisses (de l'ordre du décimètre) ; elles ont une patine brun-rouille et sont souvent très lenticulaires ou même en forme de boule (pseudo nodules ?) ; les grès-quartzites ont toujours un grain fin (quelques dixièmes de mm) ; très souvent

ils sont tachetés, les mouchetures, de couleur rouille, ressortant sur un fond grisâtre ou blanchâtre. Les nodules calcaires ne sont pas rares ; la série se charge quelquefois de « beef » qui peut devenir très épais (plus de 10 cm). Seules les intercalations grés-quartziteuses permettent de séparer ces séries marneuses des autres niveaux crétacés.

Des « figures de charge et de fluxion » et des « cannelures » (rill-mark de Schrock, 1948) se trouvent à la base de quelques bancs grés-quartziteux. En $x = 426,75$ $y = 272,4$ la base d'un banc de 5 cm montre de très belles figures de charge et de fluxion (planche 2, fig. 1).

Le sommet du banc est par contre sillonné par de très nombreuses pistes (planche 2, fig. 2) ; cet exemple nous montre comment il est facile de distinguer les surfaces inférieure et supérieure des bancs de grès-quartzites.

b) Sur la feuille au 1/50.000 de Teniet el Haad.

Les faciès peu grés-quartziteux se retrouvent, aux environs de Teniet el Haad (voir feuille géologique au 1/50.000), de Trolard Taza et au N des massifs autochtones du Rhiles (voir fig. 44).

Mais là aussi, en raison de la complexité tectonique et de la pauvreté en microfaune (qui eut nécessité de très nombreux prélèvements), l'âge de ces niveaux marneux verdâtres n'a pu être déterminé avec exactitude ; une seule chose reste certaine : il s'agit de niveaux antérieurs à l'Albien supérieur qui est dans toute cette région très fossilifère.

c) L'Albien du bassin des Matmatas (f. Pont du Caïd).

Les affleurements d'Albien apparaissent ici dans les situations tectoniques les plus inattendues.

En $x = 463,65$ $y = 306,1$ l'Albien se trouve entre du Lutétien et du Miocène inférieur ; il s'agit de marnes verdâtres, contenant des intercalations jaunâtres ; la microfaune montre une association de l'Aptien supérieur-Albien inférieur avec (J. Magné) :

Globigerina sp. (petites formes)

Epistomina cf. *E. colomi* Sigal

Planulina sp.

Lenticulina sp.

Lituolidés divers.

Ce même faciès se retrouve, avec des teintes un peu plus verdâtres et du « beef », à peine plus au Sud, entre du Miocène et de

l'Oligocène en $x = 463,75$ $y = 305,95$; il ne fournit qu'une micro-faune pauvre à « cachet » albien avec :

Globigerina sp.

Planulina sp.

Ostracodes.

Un autre faciès de l'Albien, très intéressant parce que unique dans l'Ouarsenis, se rencontre en $x = 466,1$ $y = 305,9$ où il apparaît sous les calcaires en plaquettes de l'Albien supérieur et sur l'Oligocène ; il s'agit toujours des mêmes marnes verdâtres à rares intercalations grés-quartziteuses, à veines de « beef » jaunâtre et à rognons calcaires, mais il s'y ajoute de petits bancs de grès glauconieux vert foncé ; ces niveaux glauconieux ne peuvent être attribués au Tertiaire qui offre souvent des faciès analogues car les marnes qui leur sont associées ont fourni une microfaune de l'Aptien supérieur - Albien inférieur avec :

Globigerina sp. (petites formes)

Epistomina cf. *E. colomi* S.,

Planulina sp.

Lenticulina sp.

Lituolidés divers.

A quelques centaines de mètres à l'E de cet affleurement, un nouveau lambeau d'Albien contient d'assez nombreux blocs très tectonisés de grès-quartzites tachetés, associés à des marnes verdâtres ou grises.

D. L'ALBIEN DE LA NAPPE C

Ni le niveau de Clansayes, ni l'Albien inférieur et moyen n'ont encore été caractérisés dans le complexe crétacé à faciès flysch de cette nappe. Mais c'est très probablement l'extrême pauvreté en fossiles de cette série qui est responsable de cette lacune. On sait en effet que les vastes affleurements de même type situés dans les régions littorales (nappe du flysch de L. Glangeaud) n'ont jusqu'à présent fourni que de très rares exemplaires d'Ammonites albiennes, 4 exactement (L. Glangeaud, 1932, p. 194, 197, 201), il n'est donc pas étonnant que les affleurements très limités de l'Ouarsenis n'aient pas encore fourni de gisements fossilifères.

E. CONCLUSIONS STRATIGRAPHIQUES

Au Clansayésien et à l'Albien inférieur qui ont pu être datés par des Ammonites, correspond une épaisse série schisto-quartziteuse à faciès flysch et presque azoïque ; les intercalations gréseuses

sont importantes dans les domaines méridionaux (autochtones) ; la série est plus schisteuse dans le complexe A ; elle tend à devenir plus marneuse dans la nappe B.

L'extrême base de ce flysch n'a pu être datée avec précision ; elle appartient peut-être encore à l'Aptien terminal. L'Albien moyen, qui n'a jamais fourni de fossiles, correspond peut-être à des niveaux peu détritiques, contenant des nodules calcaires.

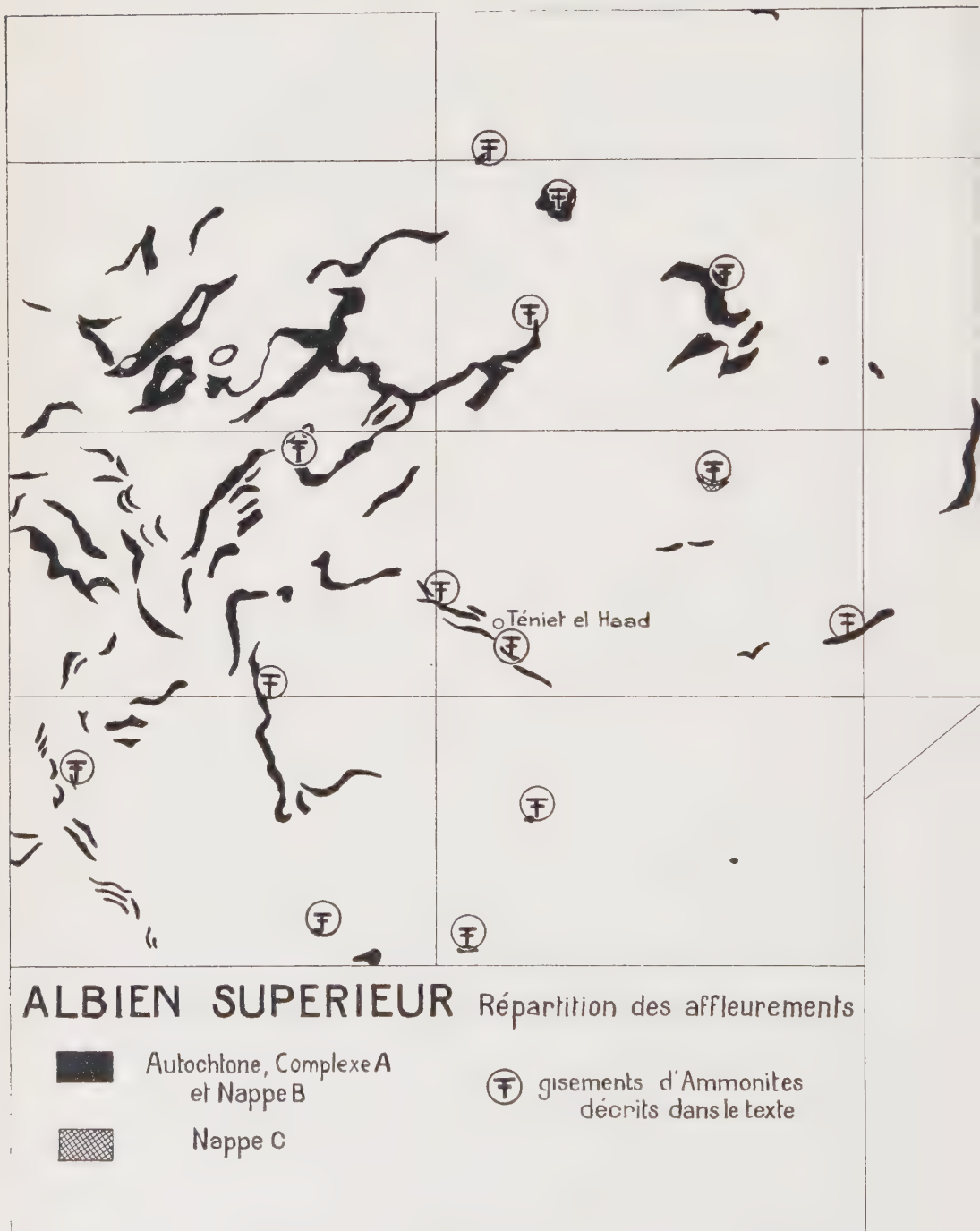


Fig. 58

ALBIEN SUPÉRIEUR - VRACONIEN

Sauf pour le domaine bien particulier de la nappe C, les séries schisto-gréseuses du Crétacé inférieur et moyen disparaissent définitivement à l'Albien supérieur, époque à laquelle s'instaure une sédimentation calcaire qui va se poursuivre sans interruption jusqu'au Tertiaire. La base de cette épaisse série marno-calcaire et marneuse nous fournit un excellent niveau repère grâce à son faciès caractéristique très peu variable, et grâce à son abondante faune de Céphalopodes ; il s'agit en effet toujours de marno-calcaires en plaquettes, à patine gris-bleu clair, couvertes d'empreintes de *Pervinqueria*.

Comme ces faciès sont d'un grand secours pour déchiffrer la tectonique incohérente de l'Ouarsenis, il n'était pas inutile de s'y attarder quelque peu pour vérifier leur âge constant et pour confirmer leurs caractères permanents.

A. L'ALBIEN SUPÉRIEUR DES MASSIFS AUTOCHTONES

La barre calcaire qui surmonte le flysch albien autochtone est, d'une façon générale, légèrement plus massive que dans le complexe A et la nappe B ; le débit se fait souvent non plus en plaquettes très fines, mais en grosses plaques ou en esquilles. Sous cette barre calcaire, on trouve quelques niveaux lumacheliques qui sont localisés dans la partie méridionale de l'autochtone. On peut relever de bonnes coupes aux environs de Trolard Taza et de Letourneux.

Coupe de l'Albien supérieur de l'Ech Chaoun (fig. 59).

Une excellente coupe peut être relevée à 4 km à l'E de Trolard Taza, en $x = 465,4$ $y = 284,5$ (f. Teniet el Haad). Au-dessus des derniers gros bancs de la série gréso-quartziteuse de l'Ech Chaoun, on distingue de bas en haut (fig. 59) :

1. Une série schisto-marneuse d'environ 50 m de puissance, encore chargée de minces intercalations grés-quartziteuses brunes ou verdâtres qui donnent localement une allure de flysch. Les marnes sont verdâtres et se délitent en fines paillettes. Plusieurs bancs calcaires peu épais s'intercalent dans cette série ; il s'agit de calcaires rognonneux, marneux et lumachelles ; on y trouve des débris d'Huitres, de grosses Ammonites roulées indéterminables, et de nombreux Échinides que J. Devries rapporte à *Epiaster incisus* Coquand, espèce réputée albienne en Algérie. Ce niveau fossilifère est bien visible en $x = 466,5$ $y = 285$. On le retrouve beaucoup plus au N en particulier sur la feuille de Letourneux en $x = 468$, $y = 294,1$, mais sur la feuille de Sidi Madjoub, encore plus au N, il semble avoir totalement disparu.

Faute d'Ammonites, il n'est pas possible de préciser si cette série peu épaisse, apparaissant sous les calcaires de l'Albien supérieur, appartient encore à l'Albien moyen ; cette hypothèse qui mériterait d'être confirmée, nous semble cependant fort probable.

2. Barre de calcaire marneux à patine gris-bleu très clair et à cassure bleu sombre. Ces calcaires se délitent en plaquettes plus ou moins grossières ou en grosses esquilles ; ils sont couverts d'empreintes d'ammonites, dont (dét. Mme Basse de Ménorval) : *Mortoniceras* (*Deiradoceras*) *cunningtoni* Spath, espèce de l'Albien supérieur (zones à *H. Orbignyi*, *H. varicosus*, et *P. auritus*).

3. Marnes grises avec intercalations de petits bancs de marno-calcaires à patine blanche. Ce faciès atteint une forte épaisseur, et se poursuit avec des faciès analogues jusque dans le Cénomani. A la base en $x = 465,4$, $y = 284,5$, les marnes ont fourni une microfaune caractérisant l'Albien supérieur-Vraconien pars avec :

Thalmaninella ticinensis (Gandolfi)

Globigerina washilensis C.

Lenticulina sp.

Haplophragmoides sp.

Ammodiscus sp.

Ostracodes

Cette même association se retrouve dans des niveaux plus élevés en $x = 465,5$ $y = 284,3$; encore plus haut dans la série en $x = 466,2$ $y = 284,1$, des marno-calcaires tout à fait analogues ont fourni : *Pervinquieria fissicostatum* Spath, espèce qui indique qu'il s'agit encore d'Albien supérieur (zone à *P. auritus* et *aqualoralis*) et que l'Albien supérieur (Vraconien non compris) atteint au moins 200 m de puissance. La transgression miocène arrête la série et ne permet pas d'observer le Vraconien ni le Cénomani ; ces niveaux n'affleurent que sur la feuille de Letourneux où nous n'avons pu les étudier.

Conclusion.

Bien que les affleurements d'Albien supérieur autochtone soient très limités sur notre région d'étude (ils sont très abondants sur la feuille de Letourneux dont l'étude détaillée ne nous a pas été

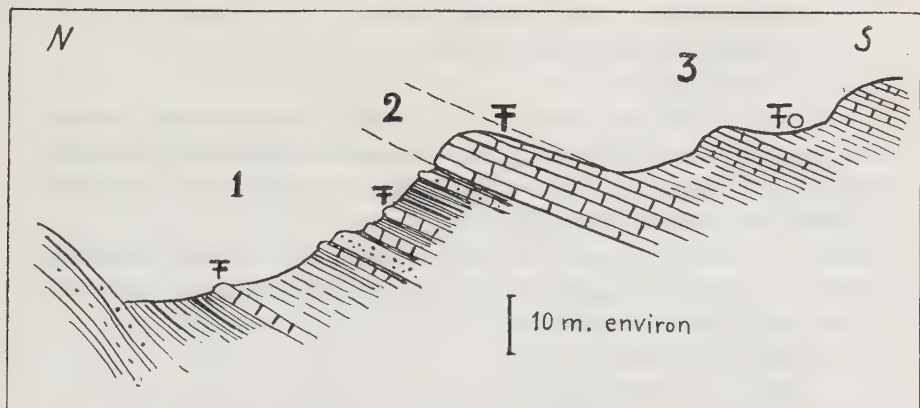


FIG. 59. — Coupe de l'Albien moyen (?) et supérieur de l'Ech Chaoun ;
Les chiffres renvoient au texte.

confiée), nous avons pu démontrer que la base de la série marno-calcaire succédant au flysch albien appartient à l'Albien supérieur et non au Vracono-Cénomanién comme on le supposait généralement.

B. L'ALBIEN SUPÉRIEUR DU COMPLEXE A ET DE LA NAPPE B

Les faciès calcaires à Ammonites restent partout assez homogènes ; seule varie l'allure des niveaux encaissants : Albien moyen (?) plus ou moins marneux et Vraconién-Cénomanién, plus ou moins calcaire. Il semble cependant que d'une façon générale, les faciès de la nappe B soient plus marneux que ceux du complexe A ; c'est surtout dans la nappe B que l'on rencontre les calcaires en plaquettes et les schistes très finement feuilletés qui contiennent de si abondantes empreintes écrasées d'Ammonites.

En raison de cette homogénéité des faciès, nous nous contenterons de décrire les affleurements et les coupes les plus fossilifères.

1) L'ALBIEN SUPÉRIEUR DES ENVIRONS DE TENIET EL HAAD

De nombreuses bandes marno-calcaires à patine blanche correspondent, dans la série marneuse qui apparaît entre l'autochtone et l'Oligocène à faciès « numidien », aux plaquettes calcaires de l'Albien supérieur et aux marno-calcaires qui leur sont associés. En raison du grand nombre de contacts anormaux qui sillonnent le Crétacé, on n'est jamais sûr d'observer une coupe complète.

En $x = 442,9$ $y = 281,5$, nous avons récolté, (dét. M^{me} Basse de Ménorval) :

Hysterocheras subbinum Spath

Prohysterocheras (Neoharpoceras) irregulare Spath

Pervinquieria pricei Spath

Neoharpoceras coptense Spath

Goodhallites sp.

Ces Ammonites caractérisent la partie inférieure de l'Albien supérieur (zones à *H. Orbignyi*, *H. varicosus*, *P. auritus*) à l'exclusion du Vraconien. On trouve dans le même gisement des débris de bois flotté et des Bélemnites.

En $x = 434,9$ $y = 287,0$, des niveaux plus élevés (marnes crème, ou marno-calcaires en petits bancs) ont fourni des Échinides dont (dét. J. Devries) :

Holaster toucasi

Discodea cylindrica Agassiz

Hemiasler aumalensis Coquand

et une empreinte d'Ammonite appartenant probablement à :

Durnovarites perinflatum Spath, espèce vraconienne (zone à *S. dispar*)

2) L'ALBIEN SUPÉRIEUR DE LA FEUILLE DE TAINE

Signalons d'abord un affleurement très réduit et très tectonisé qui apparaît entre de l'Oligocène et de l'Éocène, en $x = 442,5$ $y = 271,6$. On retrouve les plaquettes calcaires qui surmontent peut-être anormalement les schistes et quartzites de l'Albien ; nous y avons récolté :

Hysteroeras binum Sow.,

— *subbinum* Spath.,

— sp. juv. aff. *subbinum* Spath,

Prohysteroeras wordiei var. *compressa*, Spath,

— sp.,

Pervinquieria spinosa Perv.,

Hamites multicoelatus Brown,

— sp.,

Scaphites subsimplex nov. sp. (à décrire par M^{me} Basse de Ménorval),

Beudanticeras probable,

Desmocératidés.

Toutes ces espèces appartiennent à l'Albien supérieur (zones à *H. varicosus*, *P. auritus*, *aequatoralis*).

Deux Ammonites seulement appartiennent au Vraconien :

Pervinquieria spinosa Perv. (*P. inflata*, var. *spinosa*)

Phylloceras aff. *seresitense* Perv.

Signalons que la microfaune récoltée au même endroit indique également l'Albien supérieur - Vraconien inférieur avec :

Thalmanninella ticinensis (G.),

Ticinella roberti (G.),

Anomalina breggiensis G.,

Globigerina sp.

Dans la partie E de la feuille, un bloc d'Albien supérieur tout à fait analogue apparaît au milieu du Bartonien, en $x = 457,25$, $y = 268,3$; il a fourni une microfaune de l'Albien supérieur - Vraconien pars (J. Magné).

Un troisième affleurement intéressant pointe au milieu des terrains oligocènes et miocènes très tectonisés du coin SW de la feuille ; une piste le traverse en $x = 437,4$ $y = 261,6$. Les calcaires marneux à patine blanche nous ont fourni :

Hysterocheras binnum (Sow.),

Prohysterocheras (*Goodhallites*) *candollianum* (Pictet),

— sp.,

— *pseudelobiense* Spath,

Pervinquieria inflata (Sow.) var.,

Stoliczkaia sp.,

Lechites sp.,

Hamites virgulatus (Brongniart ?) Pictet et Campiche,

Scaphites sp.,

et d'autres formes qui seront décrites et figurées par M^{me} Basse de Ménorval. Ces fossiles appartiennent aux zones à *H. varicosus*, *P. auritus*, *aequatoralis* et *substuderii* ; la base du Vraconien serait donc représentée.

Les calcaires à Ammonites surmontent une série marneuse, sans grès-quartzites et à nodules calcaires, avec nombreux lits de calcite à structure « beef », qu'il faut peut-être rattacher à l'Albien moyen.

3) L'ALBIEN SUPÉRIEUR DE LA FEUILLE DE BOURBAKI

Dans le coin SE de la feuille, on rencontre, toujours au milieu des terrains oligocènes et miocènes très tectonisés, les calcaires de l'Albien supérieur. En $x = 426,2$ $y = 262,6$ ils nous ont fourni :

Pervinquieria inflata (Sow.) var. *orbigny* Spath (zone à *P. auritus* et *aequatoralis*),

Pervinquieria sp. gr. *inflata* (Sow.),

Hamites p.

La microfaune indique Albien supérieur - Vraconien avec *Anomalina breggiensis* G., *Lenticulina* sp. ; elle s'accorde donc parfaitement avec la macrofaune.

Dans la bande crétacée au Djebel M'Kaam ($x = 421,7$ $y = 278$) l'Albien supérieur est très marneux ; les bancs calcaires sont rares ; les plaquettes calcaires ou les marnes feuilletées contiennent, à côté des habituelles ammonites, des écailles de poissons.

Les calcaires à Ammonites sont très abondants dans le coin NW de la feuille, mais là encore aucune coupe n'est complète ; de très nombreux contacts anormaux perturbent toujours la série crétacée, et c'est souvent au milieu du flysch de l'Albien inférieur et moyen qu'apparaissent les calcaires en plaquettes. Ceux-ci nous ont fourni en $x = 407,6$ $y = 272,8$:

Hysterocheras subbinum Spath,

— *binum* Spath

et un jeune individu rapporté à :

Prohysterocheras (*Goodhallites*) sp. juv. ou

Pervinqueria cf. *pricei* Spath

et en $x = 407,75$ $y = 271,5$

Hamiles nov. sp.

Signalons enfin l'existence en $x = 410,75$ $y = 273,8$, d'un biofaciès à Radiolaires variés (voir Magné J. et Sigal J., 1953) avec en outre, les Foraminifères suivants :

Globigerina washitensis C.,

— sp.,

Thalmaninella sp. ;

en raison des complications structurales on ne peut malheureusement situer ce niveau dans une coupe.

4) L'ALBIEN SUPÉRIEUR SUR LA FEUILLE D'EL MEDDAD

Au S de la feuille en $x = 421,4$ $y = 280,4$, on retrouve dans la nappe B et au-dessus du Miocène, un faciès assez marneux (marnes gris clair ou légèrement verdâtres, et calcaires en plaquettes) ; on trouve, à côté d'écailles de Poissons :

Hysterocheras binum (Sow.)

— sp. cf. *carinatum* (Spath)

— *subbinum* Spath

Prohysterocheras (*Neoharpoceras*) *irregulare* Spath

— (*Goodhallites*) aff. *goodhalli* (Sow.) var. *shenleyensis* Spath

Hamiles sp.

Il s'agit d'Albien supérieur à l'exclusion du Vraconien. Mais la même bande d'affleurement a fourni dans des marnes à petits bancs de calcaires à patine verdâtre, une portion terminale d'*Aniso-*

ceras perarmatum Pictet et Campiche du Vraconien (z. à *A. studeri* et *S. dispar*).

Plus au N, dans le complexe A, on observe en $x = 424,4$ $y = 298,4$, un faciès moins marneux ; les calcaires ont toujours une patine très claire, mais leur cassure est souvent très sombre ; ils ont fourni, avec des Bélemnites :

Hysterocheras cf. *binum* (Sow.)

Ailleurs encore, en $x = 416,1$ $y = 290,05$, au bord de la piste forestière, ce faciès ne se retrouve plus ; ce sont des marnes, plus ou moins feuilletées et quelquefois verdâtres ; elles ont fourni une microfaune de l'Albien supérieur - Vraconien inférieur à :

Thalmaninella ticinensis (Gandolfi)

Ticinella roberti (G.)

Anomalina breggiensis G.

Globigerina sp.

5) L'ALBIEN SUPÉRIEUR DE LA FEUILLE DE BENI BOU DOUANE

Une seule coupe offre des faciès un peu aberrants en $x = 414,4$ $y = 316,0$. On relève de bas en haut, au-dessus d'un flysch à bancs de grès-quartzites, à patine brune :

- des marnes schisteuses dures, verdâtres,
- une barre calcaire, contenant à la base des intercalations de schistes verdâtres ; elle est formée par une alternance de bancs bien réglés, épais de 30 cm environ, et de niveaux marneux crème ou jaunâtres ; la patine des calcaires est brune ou jaunâtre ; ils sont gris-bleu, noirs en cassure, et vermiculés. Vers le haut, les bancs prennent une patine gris clair, ils deviennent rognonneux, puis disparaissent.

Les marnes nous ont fourni une microfaune de l'Albien supérieur - Vraconien avec *Ticinella roberti* (G.), *Anomalina breggiensis* G. ; c'est le seul affleurement calcaire qui nous ait montré des patines brunâtres ou jaunâtres.

6) L'ALBIEN SUPÉRIEUR DE LA FEUILLE DE PONT DU CAID

On rencontre toujours le même faciès ; ce n'est guère que la taille des bancs et la proportion en marnes qui semblent varier dans de faibles proportions.

De très beaux affleurements sont visibles au bord de la piste allant à la maison forestière des Beni Zoug Zoug, en $x = 444,2$ $y = 317,7$; les plaquettes calcaires sont couvertes par des empreintes de :

Hysterocheras subbinum Spath

— sp.

— *carinatum* Spath

Prohysterocheras (*Goodhallites*) sp. gr. de *candollianum*
— *pseudelobiense* Spath

On y rencontre en outre des pyriteux.

Il s'agit donc d'Albien supérieur à l'exclusion de Vraconien.

Plus au N, au pied du Djebel Doui et à proximité du Paléozoïque, les marno-calcaires feuilletés contiennent, en $x = 438,9$ $y = 320,2$:

Oxytropidoceras roissyanum d'Orb.

Deiradoceras cunningtoni Spath var. *flexuosa* Spath

Prohysterocheras (*Goodhallites*) aff. *goodhalli* (J. Sow.) var. *shenleyensis* Spath

Nous sommes donc là en présence de la base de l'Albien supérieur (z. à *H. orbigny*) et même du sommet de l'Albien moyen (l'*Oxytropidoceras* appartient à la zone à *D. cristatus*¹). Cet exemple nous montre que le faciès marno-calcaire à Céphalopodes peut arriver à englober le sommet de l'Albien moyen.

Au N du Gourbi forestier de Bir ben Abbou, en $x = 442,5$, $y = 308,6$, de gros bancs marno-calcaires à patine gris-bleu contiennent :

Pervinquieria Kiliani (Lasswitz) (z. à *aequatorialis* et *A. substuder*).

Enfin, non loin de Pont du Caïd, en $x = 456,6$ $y = 311,65$ la barre calcaire de l'Albien supérieur a fourni :

Beudanticeras beudanti (Brogniart) (z. à *D. cristatus*, c'est-à-dire sommet de l'Albien moyen ou base de l'Albien supérieur)

Des grès-quartzites à débris de plantes et des grès à galets de marnes viennent ici s'intercaler dans les marno-calcaires de base ; c'est un des rares endroits où nous avons rencontré une telle association.

Au N du Djebel Boukba, on retrouve ces caractères, car on remarque vers $x = 457$ $y = 306$, dans les marno-calcaires dont le faciès est typiquement albien supérieur, de rares bancs de grès-quartzites à patine brun-rouille. L'absence de grès-quartzites, quasi générale dans l'Albien supérieur, ne peut donc être prise comme règle absolue.

CONCLUSIONS

L'Albien supérieur - Vraconien est un des niveaux les mieux individualisés de l'Ouarsenis, tant par sa faune que par ses faciès ; il présente sur toute l'étendue du territoire étudié une homo-

1. Signalons cependant que cette zone est placée tantôt dans l'Albien moyen (Spath), tantôt dans l'Albien supérieur (Breistoffer) ; il s'agit en somme d'un terme de passage.

généité remarquable ; les faciès détritiques si nombreux et si variés aux époques antérieures, ont presque totalement disparu.

Tous ces caractères sont l'indice d'une importante et très générale modification paléogéographique ; c'est la « transgression mésocrétacique » qui, grâce aux nombreuses Ammonites récoltées, a ici pu être datée avec précision. Remarquons cependant que cette précision ne va pas jusqu'à la zone ; on trouve en effet souvent, dans un même gisement, des formes appartenant à des zones différentes (l'écart pouvant atteindre 3 ou 4 zones). Plutôt que d'admettre des remaniements qui semblent exclus dans de tels faciès, nous pensons qu'il ne faut pas demander aux Ammonites de renseignements trop précis.

C. L'ALBIEN SUPÉRIEUR DE LA NAPPE C

Le flysch grés-quartziteux monotone de cette nappe a fourni deux Ammonites de l'Albien supérieur.

L'une, attribuée par M^{me} Basse de Ménorval à *Pervinqueria quadrinodosum* Spath ou *P. Kiliani* (Lasswitz) (zones à *aequatoralis* et *substuderii*) a été trouvée en $x = 455,7$ $y = 295,75$ à la base d'un banc de grès-quartzites de 10 cm de puissance, base comportant d'ailleurs des « moulures coniques » (voir p. 249).

L'autre¹, assez abîmée, appartient à l'un des genres *Pervinqueria*, *Deirodoceras* ou *Dipoloceras*, et appartient probablement à la base de l'Albien supérieur ; elle a été découverte en $x = 455,4$ $y = 296,0$ dans un bloc de grès-quartzites.

Mises à part, ces empreintes d'Ammonites qui sont à notre connaissance, les seules de ce niveau jamais signalées dans le flysch de la nappe C de toute l'Algérie (y compris la « nappe du flysch » de l'Algérie septentrionale) le flysch est totalement azoïque ; on rencontre, tout près des gisements d'Ammonites, des argiles lie de vin et verdâtres, et un flysch contenant des rognons siliceux à Radiolaires ; il s'agit peut-être d'Albien, mais, comme la série est très tectonisée, il est impossible de le prouver.

La mise en évidence d'Albien supérieur dans le flysch de la nappe C mérite d'être soulignée ; elle prouve que le flysch s'est déposé dans une province paléogéographique toute différente de celle où se sont accumulés les calcaires en plaquettes de l'Albien supérieur qui constituent un niveau constant dans la plus grande partie de l'Algérie.

1. Découverte par A. Lambert au cours d'une tournée commune.

LE CÉNOMANIEN, LE TURONIEN, LE SÉNONIEN ET LE DANIEN

La description de tous ces niveaux a dû être groupée pour des raisons de faciès ; ils se présentent en effet généralement tous sous des faciès marneux qu'il est très difficile de distinguer les uns des autres sur le terrain. Cette distinction est d'autant plus délicate que la tectonique vient toujours compliquer les levés, qu'on ne rencontre aucune coupe complète du Crétacé supérieur et qu'il existe plusieurs faciès d'un même étage.

En dehors de quelques rares niveaux caractéristiques, seule la microfaune, presque toujours abondante, permet de se repérer ou de confirmer les attributions qu'on peut faire à partir des faciès. La seule façon de faire des coupes consiste donc à effectuer de nombreux prélèvements de marnes ; les microfaunes qu'elles contiennent ne permettent généralement pas de caractériser exactement chacun des étages, ni de préciser leurs limites ; mais, à défaut d'échelle absolue, elles fournissent une excellente échelle relative qui s'avère bien suffisante dans un pays compliqué comme l'Ouarsenis.

Les associations micropaléontologiques utilisées pour l'étude du Crétacé supérieur permettent d'individualiser un certain nombre d' « étages micropaléontologiques » qu'il faut mettre en parallèle avec les étages classiques ; ce raccord ne peut se faire que lorsqu'on trouve simultanément macrofaune et microfaune caractéristiques ; comme cette association ne se réalise généralement qu'à de rares endroits, on conçoit facilement qu'il ne faut pas utiliser la micropaléontologie de façon trop rigide. L'étude des associations micropaléontologiques actuellement utilisées en Algérie pour le Crétacé et de leur parallélisme probable, a spécialement été entreprise par J. Sigal, dont les travaux sont nombreux (1952, 1955a et b).

J. Magné a, de son côté, étudié tout notre matériel ; nous ne fournirons que le premier résultat de ses travaux.

Les subdivisions micropaléontologiques qui ont été employées dans l'Ouarsenis et leur âge probable se présentent comme suit de bas en haut (J. Magné) :

1) **Vraconien pars - Cénomanien inférieur**, association à :

Rotalipora appenninica (R.)
Thalmaninella ticinensis (G.)
Ticinella roberti (G.)
Planulina buxtorfi G.
Anomalina breggiensis G.
Globigerina sp.

2) **Cénomanien inférieur-moyen**, association à :

Rotalipora appenninica (R.)
Rotalipora globotruncanoides S.
Globigerina washitensis C.
Globigerinella aissana Sigal

3) **Cénomanien moyen-supérieur**, association à :

Rotalipora appenninica (R.)
 — *globotruncanoides* S.
 — *cushmani* (Morrow)
Thalmaninella brotzeni S.
Globigerinella cf. *aissana* Sigal
Gumbelina sp.

4) **Cénomanien supérieur** ; association à :

Rotalipora cushmani (M.)
 — *reicheli* (M.)
 — *globotruncanoides* S.
 — *turonica* Brotzen
Globigerina aumalensis Sigal
Globigerinella aissana Sigal
Globotruncana stephani var. *turbinata* Reichel

5) **Turonien moyen-supérieur**, association à :

Globotruncana helvetica Bolli
 — *schneegansi* S.
Gumbelina cf. *globulosa* Ehrenberg

6) **Turonien supérieur - Coniacien bas**, association à :

Globotruncana helvetica Bolli
 — *angusticarinata* G.
 — *schneegansi* Sigal
 — cf. *fornicata* Plummer
Gumbelina globulosa
Globigerina sp.

7) **Coniacien (et Turonien terminal ?)**, association à :

Globotruncana coronata Bolli
 — *angusticarinata* G.
 — *sigali* Reichel
 — *lapparenti* Brotzen
Gumbelina globulosa
Globigerina sp.
Gaudryina sp.

8) **Coniacien supérieur - Santonien**, association à :

- Globotruncana concavata* (Brotzen)
- *angusticarinata* G.
- *coronata* B.
- *sigali* R.
- *linnei* (d'Orb.)
- *ventricosa* var. *primitiva* Dalbiez
- Globorotalites* cf. *melchioriana* (d'Orb.)
- Gumbelina* sp.
- Globigerina* sp.

9) **Campanien**, association à :

- Globotruncana elevata* var. *stuartiformis* D.
- *fornicata* P.
- *conica* W.
- *linnei* (d'Orb.)
- Gumbelina plummerae* L.
- Biglobigerinella algeriana* Ten Dam et Sigal
- Rzehakina epigona* var. *lata* C. et J.
- Bolivinoides decorata* (J.)
- Allomorphina cretacea* R.
- Nonionella robusta* P.
- Rugoglobigerina* sp.
- Ventilabrella* sp.
- Stensioina* sp. etc...

10) **Campanien supérieur**, même association que ci-dessus avec en outre :

- Globotruncana calcarata* Cushman

11) **Campanien supérieur - Maestrichtien**, association à :

- Globotruncana contusa* C.
- *fornicata* P.
- *linnei* (d'Orb.)
- *elevata* var. *stuartiformis* D.
- cf. *stuarti* (de L.)
- cf. *lamellosa* S.
- Gumbelina* sp.
- Globigerina* sp.

12) **Maestrichtien**, association à :

- Globotruncana stuarti* (de L.)
- *falsostuarti* S.
- *contusa* C.
- *fornicata* P.
- *conica* W.
- *lamellosa* S.
- *linnei* (d'Orb.)
- *elevata* var. *stuartiformis* D.
- Rugoglobigerina rugosa* (Plummer)
- Bolivinoides draco* (M.)
- Bolivina incrassata* R.
- Rzehakina epigona* var. *lata* C. et J.
- Ventilabrella* sp.
- Gumbelina* sp.

13) **Danien**, association à :

- Globigerina pseudobulloides* P.
- *triloculinoides* P.

Anomalinoïdes danica B.
 — *vanbellini* T. et S.
Osangularia expansa (T.)
Rzehakina epigona var. *lata* C. et J.
Textulariella cushmani T. D. et S.
Clavulinoides rugulosa TD. et S.
Cibicides sp.

- 14) **Danien supérieur**, association identique à la précédente avec en outre :
Globorotalia compressa (P.)
 — *membranacca* (E.)

LE CÉNOMANIEN ET LE TURONIEN

A. MASSIFS AUTOCHTONES

Le Cénomaniens et le Turonien n'affleurent que sur les feuilles voisines de Letourneux et de Sidi Madjoub que nous n'avons pas étudiées. Cependant, comme les faciès de ces régions, en particulier ceux du Cénomaniens, présentent des particularités intéressantes, nous en rappellerons, principalement d'après J. Guillemot (1952), les caractères essentiels.

Il s'agit d'une série marneuse et marno-calcaire de près de 1000 m de puissance ; les marnes sont grises ou gris-bleu, les marno-calcaires se présentent en petits bancs. A l'E du Djebel Bou Mediene (NW f. Letourneux), la base de cette série se charge de bancs de lumachelles à Huîtres renfermant :

Alectryonia flabellata Goldf.

— *syphax* Coq.,

Exogyra africana Coq.

Ce faciès néritique atteint à l'W plus de 300 m de puissance, mais il s'amenuise progressivement vers l'E. La partie supérieure contient des Ammonites pyriteuses, des Échinides et même des Rudistes.

Le sommet du Cénomaniens est souligné par 20 ou 30 m de calcaires bleu-noir en plaquettes, alternant avec des marno-calcaires schisteux et bitumineux ne contenant que des écailles de Poissons ; ces calcaires sont rarement silicifiés.

Comme le fait remarquer J. Guillemot (1952, p. 29), ce Cénomaniens présente un faciès intermédiaire entre ceux plus profonds des chaînes telliennes et ceux plus néritiques des Hautes Plaines.

Remarquons que la limite Cénomaniens-Turonien n'est pas soulignée par un banc à silex, comme cela est fréquent plus à l'E (chaîne des Biban).

B. COMPLEXE A ET NAPPE B

Les faciès lumachelliques ont totalement disparu ; la série est devenue très marneuse, les intercalations marno-calcaires ou calcaires restant peu abondantes. Au sommet du Cénomanien apparaît une barre calcaire, chargée de lits siliceux ; elle constitue un excellent niveau repère.

L'aspect des affleurements est extrêmement variable dans le détail ; les marnes sont blanchâtres, ou gris verdâtre ou crème, ou gris-bleu, avec parfois des trainées jaunâtres ; elles sont conchoïdes ou en paillettes ; elles deviennent quelquefois assez dures, feuilletées et même légèrement schisteuses ; on y rencontre souvent de petits bancs de marno-calcaires ou de rognons calcaires dont la patine est habituellement verdâtre. Il n'existe, en un mot, aucun critère de faciès permettant de reconnaître sans hésitation le Cénomanien.

Des lits de calcite fibreux ou « beef » sillonnent habituellement les marnes du Cénomanien ; ils sont toujours rigoureusement parallèles à la stratification. Ce n'est que très rarement que l'on y rencontre, dans la partie SW de la feuille de Taine, des débris d'Échinodermes et d'Inocérames.

Les veines de « beef » présentent les mêmes caractères pétrographiques que ceux signalés ailleurs en Algérie (Dubourdieu 1956, p. 321 ; David 1952 ; Durand Delga 1952 ; Hilly 1952) ; elles sont toujours constituées par deux parties symétriques séparées par un film médian légèrement argileux ; grâce à cette surface de discontinuité, le « beef » se subdivise très facilement en deux et la plupart des débris qui parsèment les terrains marneux ne sont constitués que d'une moitié de beef. Les rares empreintes de fossiles que l'on rencontre se trouvent toujours sur les surfaces médianes, jamais sur les surfaces externes des films.

Les fibres de calcite sont tout simplement perpendiculaires au film médian, mais il arrive qu'elles présentent une structure « cone in cone ».

Signalons une autre curiosité minéralogique ; c'est l'existence, au sein des marnes, de boules de barytine à structure radiée ; sur la feuille de Molière, ces boules caractériseraient localement. d'après G. Cheylan (renseignement oral), la partie supérieure du Cénomanien.

La microfaune est très abondante ; elle permet de subdiviser le Cénomanien en deux parties (voir tableau micropaléontologique, p. 186). La macrofaune est par contre extrêmement rare ; nous n'avons récolté que les rares Ammonites suivantes :

Acanthoceras cf. *haugi* Pervinquiere (Cénomanien supérieur)
à 5 km au S de Pont du Caïd, au bord de la route Affreville-Teniet.

Anisoceras plicatile Sow. (Cénomanien inférieur) et
Puzosia sharpei Spath (Albien supérieur - Cénomanien
 inférieur) sur la feuille de Taine, en $x = 448,2$ $y = 278,5$).

DESCRIPTION DE QUELQUES FACIÈS

a) Les faciès colorés à Radiolaires du Dar Guerroudj (f. Beni Bou Douane).

Sous le Crétacé supérieur du Dar Guerroudj, et au-dessus des calcaires à Céphalopodes de l'Albien supérieur, on remarque une épaisse série de marnes grises contenant des boules de calcaire à patine crème ; vers le haut, elles prennent une teinte violacée avec des patines brunâtres ou jaunâtres ; ces marnes ont fourni une association micropaléontologique caractérisant le Vraconien-Cénomanien. Elles contiennent de nombreux Radiolaires.

Ce faciès Radiolaires est bien connu dans d'autres régions de l'Algérie et à différents niveaux (Albien inférieur ; Albien supérieur ; Vraconien ; Cénomanien). J. Magné et J. Sigal lui ont récemment consacré une étude détaillée (1953).

b) Les calcaires à Ammonites du Djebel Laghouate (f. Taine).

Au-dessus du Miocène inférieur et sous le Sénonien du flanc W du Djebel Laghouate, c'est-à-dire à la base de la nappe B, apparaît une lame d'un Cénomanien présentant un faciès jamais rencontré ailleurs.

Au milieu des marnes très claires, on rencontre en effet, en $x = 448,2$ $y = 278,5$, des blocs de calcaires à patine gris clair et à cassure identique. Ces calcaires sont pétris de restes d'Ammonites difficilement dégageables parmi lesquelles M^{me} Basse de Ménorval a reconnu :

Anisoceras plicatile Sow.

Puzosia sharpei Spath

On trouve en outre :

Lucina aff. *dupiniana* d'Orb. (dét. D. Mongin)

des Spongiaires (Hexactinellides)

des Stromatolithes ;

ceux-ci se rapprochent de la forme « Conophyton »¹, mais leurs cônes sont beaucoup moins aigus. Remarquons que la présence de Stromatolithes dans des calcaires marins pélagiques typiques mérite d'être signalée,

1. Voir à ce sujet Menchikoff. N (1946) ; Les formations à Stromatolithes dans le Sahara occidental ; Bull. Soc. géol. Fr., (5), p. 451-461, pl. VIII-X.

d'autant plus qu'il s'agit de Crétacé ; on a en effet souvent prétendu que les Stromatolithes étaient l'indice d'eaux très peu profondes, voire saumâtres.

Au microscope, ces Stromatolithes ne montrent aucune structure indubitablement organique ; l'on n'observe qu'une alternance de zones claires et foncées, grossièrement parallèles, mais d'allure très irrégulière dans le détail ; les zones foncées sont souvent discontinues, tourbillonnaires et se réduisent à des ovoïdes de taille très variable. Il n'est pas rare de trouver des Foraminifères noyés dans cette masse stratifiée.

c) Les calcaires à lits siliceux de la limite Cénomanien-Turonien.

Les marnes cénomaniennes sont couronnées par un banc calcaire, de faciès et d'épaisseur variables mais contenant toujours des lits siliceux ou des silex d'aspect très caractéristique. Comme il s'agit du seul banc repère du Cénomano-Turonien, nous nous y attacherons quelque peu.

Seule la microfaune permet de dater ce niveau ; les marnes du mur fournissent toujours une association du Cénomanien supérieur ; les marnes du toit appartiennent par contre à la zone à *Globotruncana helvetica* B. c'est-à-dire au Turonien-Coniacien (voir tableau micropaléontologique p. 186) ; les niveaux siliceux se situeraient donc à la limite du Cénomanien et du Turonien.

Comme cet excellent banc repère n'offre pas partout les mêmes caractères, nous étudierons quelques-uns de ses aspects.

1. Coupe du Djebel Koko

(coin NW de la feuille Bourbaki).

Dans ce massif crétacé moyen et supérieur, le banc repère du Cénomanien-Turonien forme d'importantes barres calcaires qui se suivent aisément dans la topographie ; on peut facilement l'étudier en $x = 411,6$ $y = 274,7$.

Il s'agit de calcaires massifs en gros bancs à grain très homogène, se débitant suivant de grandes cassures conchoïdes ; épais de quelques mètres seulement (voir fig. 60) leur patine est claire, légèrement jaunâtre ; la cassure est légèrement verdâtre. Ils sont pétris de grosses Globigérines bien visibles à la loupe.

Les lits siliceux se trouvent à la base du banc calcaire : ils ont une épaisseur régulière, de l'ordre de quelques centimètres, et sont parfois très finement stratifiés ; la roche est noire ou bleuâtre ; se casse en arête coupante ; elle est pétrie de Radiolaires ; c'est donc une radiolarite. Les phanites alternent avec des schistes noirâtres ou violacés, eux aussi pétris de Radiolaires ; les schistes colorés, qui passent progressivement aux marnes sous-jacentes, contiennent quelquefois de nombreux restes de Poissons, surtout des écailles, rarement des crânes écrasés. Ces faciès calcaires et siliceux sont noyés au milieu de marnes, grises ou crème, plus ou moins feuilletées.

Tous les prélèvements effectués sous les niveaux de phtanites ont fourni une microfaune du Cénomanien supérieur (voir tableau p. 186).

Le banc calcaire contient de son côté des Globigérines, Gumbélines et des Rosalines monocarénées dont *Globotruncana helvetica* ; il s'agirait donc de Turonien moyen-supérieur.

Au-dessus du banc calcaire, les marnes fournissent une association du Turonien supérieur - Coniacien (zone à Grandes Rosalines bicarénées). Il nous manque donc, entre les associations du Cénomanien supérieur et celles du Turonien moyen-supérieur, les formes du Turonien inférieur (zone à « Grandes Globigérines » seules ou dominantes de J. Sigal, 1955a). Il y aurait donc lacune du Turonien basal, à moins que les niveaux siliceux à Radiolaires ne lui correspondent exactement ; mais même dans ce cas, on est amené à imaginer une extrême réduction du Turonien.

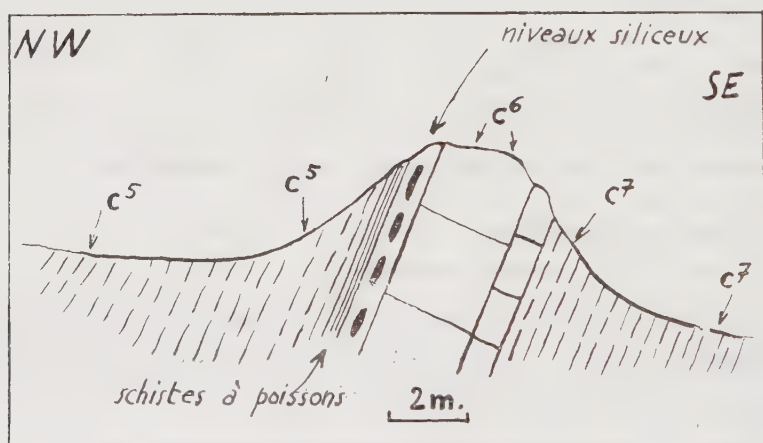


FIG. 60. — Coupe de la limite céno-manien-turonien au Djebel Koko (la série est renversée) ; C5 : Cénomanien supérieur, C6 : zone à *Gt. helvetica*, C7 : Turonien — Coniacien.

2. Coupe de la piste allant au Djebel Nador

(f. 1/50.000 El Meddad).

La piste forestière coupe, en $x = 416,9$ $y = 290,4$, les radiolarites du Cénomano-Turonien. Les niveaux siliceux sont ici légèrement plus épais ; les marnes violacées ou noirâtres à Radiolaires atteignent quelques mètres ; les calcaires sont moins massifs qu'au Djebel Koko. Comme dans la coupe précédente, les marnes

sous-jacentes ont fourni l'association micropaléontologique du Cénomanien supérieur ; 6 m au-dessus des phthanites, on est déjà dans la zone à *Globotruncana helvetica*.

3. Les niveaux siliceux de la région de Vialar

(f. Bourbaki et Vialar).

Les faciès deviennent dans cette région beaucoup plus marneux ; on ne rencontre plus de calcaires massifs formant un ressaut, mais surtout des marno-calcaires à patine blanche alternant avec des marnes feuilletées.

Les lits siliceux prennent une couleur bleu clair ; les niveaux schistes noirs ou violacés ont pratiquement disparu. De bonnes coupes peuvent être relevées en :

x = 413	y = 262
x = 418	y = 262,4
x = 408,8	y = 262,4
x = 423,1	y = 271,9

où nous avons découvert d'assez nombreux restes de Poissons (écailles, nageoires, crânes) malheureusement indéterminables

x = 423,1	y = 272,2
x = 411,95	y = 257,25

(f. Vialar) où les marnes récoltées au-dessus du banc de calcaires à lits siliceux bleu clair ont fourni *Globotruncana helvetica*.

4. Les calcaires à silex de la région de Trolard Taza

(f. de Teniet el Haad).

En x = 458,7 y = 281,2, on retrouve les lits de silex gris-bleu ; ils se trouvent dans des calcaires marneux à patine blanche qui forment un ressaut au-dessus de marnes qui nous ont fourni une microfaune du Cénomanien supérieur.

5. Les niveaux siliceux du Kef el Djelid

(f. d'Er Rebiba).

M. Kiecken, Géologue à la S.N. REPAL, nous a montré au milieu du Miocène de cette région, un affleurement de calcaires à lits siliceux rubannés bleutés, associés à des marnes violacées ou grisâtres à Radiolaires. Nous pensons qu'il faut rattacher ces faciès au Cénomano-Turonien, plutôt qu'à l'Éocène inférieur. Cette attribution est importante car elle prouverait à elle seule, d'après les seules considérations de faciès, que ce lambeau est allochtone et vient d'au moins 50 km plus au N (car ce faciès siliceux n'existe pas dans l'autochtone situé plus au N).

6. Les faciès du Souk el Djemaa

(f. de Pont de Caïd).

On retrouve au-dessus des marnes du Cénomanién (marnes grises, crème, gris-bleu, feuilletées ou en paillettes à « beef ») et sous les marnes et marno-calcaires (à patine gris-bleu et vermiculés) du Turonien-Sénonien, une petite barre calcaire, il est vrai peu apparente (fig. 61).

Il s'agit de quelques mètres de calcaires et marno-calcaires en petits bancs, à patine blanche, alternant avec des marnes blanchâtres ; les calcaires se chargent sur 2 m d'épaisseur de silex noirs, en lits. Des marno-calcaires en plaquettes gris-bleu leur sont associés, à la base on remarque en outre de très minces niveaux siliceux (à Radiolaires). A quelques mètres au-dessus du banc à silex on trouve en $x = 448$, $y = 310,3$ (fig. 61), comme partout ailleurs, la zone à *Globo truncana helvetica*. Ce même faciès marno-calcaire se retrouve, à quelques km plus au SE, en $x = 441$, $y = 307$, où il forme une petite corniche.

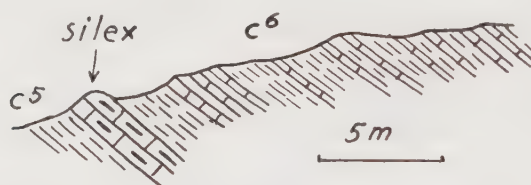


FIG. 61. — Coupe de la limite Cénomanién — Turonien en $x = 448$, $y = 310,3$; C5 : Cénomanién supérieur C6 : zone à *Glob. helvetica*.

De gros bancs de calcaires massifs réapparaissent par contre, dans l'affleurement, pourtant tout proche, du Marabout de Sidi Bel Kassem (fig. 62), au Djebel el Hatmia ($x = 437$, $y = 312$) ; puissants d'environ 5 m, ils sont pétris de *Globo truncana* ; ils surmontent environ 45 cm de calcaires en plaquettes à lits siliceux noirs prenant une patine violacée, avec intercalations schisteuses violacées à Radiolaires. Beaucoup plus bas, en $x = 437,2$, $y = 311,8$, les marnes ont fourni une microfaune cénomaniénne.

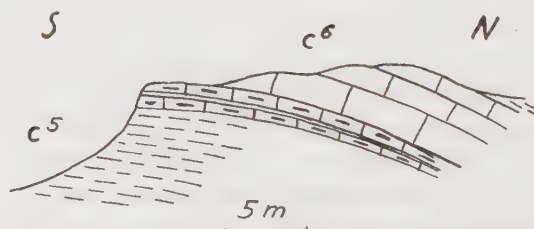


FIG. 62. — Coupe de la barre céno-mano-turonienne en $x = 437$, $y = 312$; C5 : Cénomanién supérieur C6 : zone à *Glob. helvetica*.

C. NAPPE C

1) LES NIVEAUX A ORBITOLINA CONCAVA

Le flysch grés-quartziteux de cette unité tectonique se charge quelquefois de plaquettes de calcaires microbréchiques ; ces niveaux contiennent une multitude d'éléments où l'on reconnaît :

- des calcaires à Fissurines (Crétacé moyen) et à Radiolaires ;
- des calcaires oolithiques peut-être jurassiques ;
- de nombreuses Orbitolines.

Dans un échantillon ramassé en $x = 459,2$ $y = 281,6$ (f. Teniet el Haad) M. Lys a reconnu :

Orbitolina concava Lamarck

— *lenticularis* Blumenbach

avec : Globorotalidés, *Rotalipora* ? *Globotruncana* ?

En $x = 464,5$ $y = 306,4$ (f. Pont du Caïd) le même faciès (calcaire micro-conglomératique vert foncé) a fourni les mêmes galets avec *Orbitolina concava*.

Des Orbitolines analogues, qui pour M. Lys appartiennent également à *Orbitolina concava*, ont en outre été récoltées en $x = 452,2$ $y = 269,9$ (f. Taine) et en $x = 464,8$ $y = 291,6$ (f. Teniet el Haad).

On peut se demander si ces Orbitolines cénomaniennes sont remaniées ou non. Il est fort possible qu'elles ne le soient que peu, car tout près de leur gisement, on trouve des calcaires à Fissurines, Globigérines, *Globotruncana* appartenant probablement au Turo-nien (voir ci-dessous).

2) LES RADIOLARITES DU CÉNOMANO-TURONIEN

Il est assez fréquent de trouver, au milieu du flysch, une barre formée par quelques mètres de niveaux siliceux, riches en Radiolaires, très bien stratifiés, et très colorés.

La roche se présente en petits bancs de quelques centimètres de puissance, qui eux-mêmes se débitent en petits cubes ou parallélépipèdes à arêtes tranchantes. Quelques bancs ont le faciès siliceux (cassure conchoïde grasse), mais le plus souvent la roche est argileuse et happe à la langue en cassure ; elle est très finement stratifiée, la stratification est soulignée par des changements de teintes ; celles-ci varient du noir au blanc, en passant par le jaune, le noir violacé et le rouge. Il n'est pas rare de trouver des intercalations schisteuses à débris charbonneux et peut-être à restes de Poissons.

Ces niveaux siliceux sont très probablement à rapprocher de ceux qui jalonnent la limite Cénomanién-Turonien dans le com-

plexe A et la nappe B, car c'est immédiatement au-dessus de ces niveaux que nous avons trouvé en $x = 455,4$ $y = 296,05$ des plaquettes calcaires à *Globotruncana helvetica*, qui, on le sait, caractérise le Turonien moyen - Coniacien inférieur.

Cet excellent banc repère est bien visible :

— sur la feuille de Teniet el Haad en :

$x = 455,3$ $y = 296,05$

$x = 457$ $y = 281,5$

$x = 459,2$ $y = 281,6$

— sur la feuille de Taine : au Kef Asfer ($x = 452$ $y = 270$) ; au S du Djebel Laghouat en $x = 451$ $y = 273$.

3) LES CALCAIRES MICROBRÉCHIQUES A GLOBOTRUNCANA HELVETICA

Le flysch se charge localement d'intercalations plus ou moins calcaires ; il s'agit de calcaires microbréchiques en dalles ou en plaquettes, souvent verdâtres et montrant une fine stratification entrecroisée ; elles alternent avec des argiles lie de vin ou verdâtres ; les niveaux les plus grossiers, souvent silicifiés, contiennent une multitude de petits galets calcaires : calcaires à Fissurines (Crétacé moyen), calcaires oolithiques peut-être jurassiques. En plaque mince, J. Magné a reconnu dans les niveaux les plus fins des :

Globigérines

Fissurines souvent très abondantes

Rosalines monocarénées, dont quelques *Globotruncana helvetica* (en $x = 455,4$ $y = 296,05$ et en $x = 456$ $y = 281,6$ f. de Teniet el Haad)

Rosalines bicarénées (cf. *angusticarinata*) en $x = 456$ $y = 281,6$)

Gumbélines

Cette association, caractérisée par la présence de *Globotruncana helvetica* et de nombreuses Fissurines, est très probablement turonienne, à la rigueur coniacienne.

D. LE CÉNOMANIEN NÉRITIQUE REMANIÉ DANS DES NIVEAUX PLUS RÉCENTS

On rencontre en galets, dans le Sénonien et le Miocène de la nappe B, des faciès cénonomaniens tout différents de ceux étudiés jusqu'ici et inconnus en place dans le Tell algérois. Il s'agit essentiellement de calcaires néritiques (à Orbitolines et autres Foraminifères) dont le caractère aberrant mérite d'être signalé car ces calcaires permettent de poser d'intéressants problèmes paléogéographiques (voir chapitre XIX).

1) LE CÉNOMANIEN REMANIÉ DANS LE SÉNONIEN

a) *En bordure du massif oligocène du Djebel Laghouat* (partie N de la feuille de Taine).

L'Oligocène repose sur un Sénonien marneux à passées conglomeratiques dans lequel nous avons récolté en $x = 450,4$, $y = 278,9$, des galets de calcaires compacts, gris-bleu, à Orbitolines où M. Lys a reconnu :

Orbitolina concava Lamarck

— — var. *sefini* Henson

Praealveolina sp.

b) *En* $x = 443,0$ $y = 310,4$ (f. de Pont du Caïd). Un banc de calcaires microbréchiques est intercalé dans les marnes sénoniennes ; à côté, de nombreux galets calcaires bien roulés ; on y trouve :

Orbitolina concava L. (dét. M. Lys)

— — var. *sefini* H.

Praealveolina nov. sp. (dét. M. Reichel)

des débris de Mélobésiés et de Rudistes (dét. J. Cuvillier).

Un Cénomanien à faciès néritique a donc été remanié par le Sénonien.

2) LE CÉNOMANIEN EN GALETS DANS LE MIOCÈNE INFÉRIEUR

a) *En* $x = 463,65$ $y = 306,1$ (f. de Pont du Caïd) on trouve parmi les galets du Miocène inférieur de la nappe B des calcaires gris à (dét. M. Reichel) :

Cuneolina sp.

Dictyopsella sp.

Polymorphines

Ceratobuliminidés

Milioles

Petits Rotalidés

qui pourraient fort bien appartenir au Cénomanien.

b) *En* $x = 417,9$ $y = 282,6$ (f. d'El Meddad) on retrouve en galets dans le Miocène des faciès analogues ; il s'agit de calcaires à (dét. J. Cuvillier et M. Reichel) :

Milioles (*Quinqueloculina*, *Nummuloculina*, *Massilina*, etc...)

Rhapydionina sp.

Cuneolina sp.

petites Cosinelles, attribuables au genre non encore décrit :

Praecosinella.

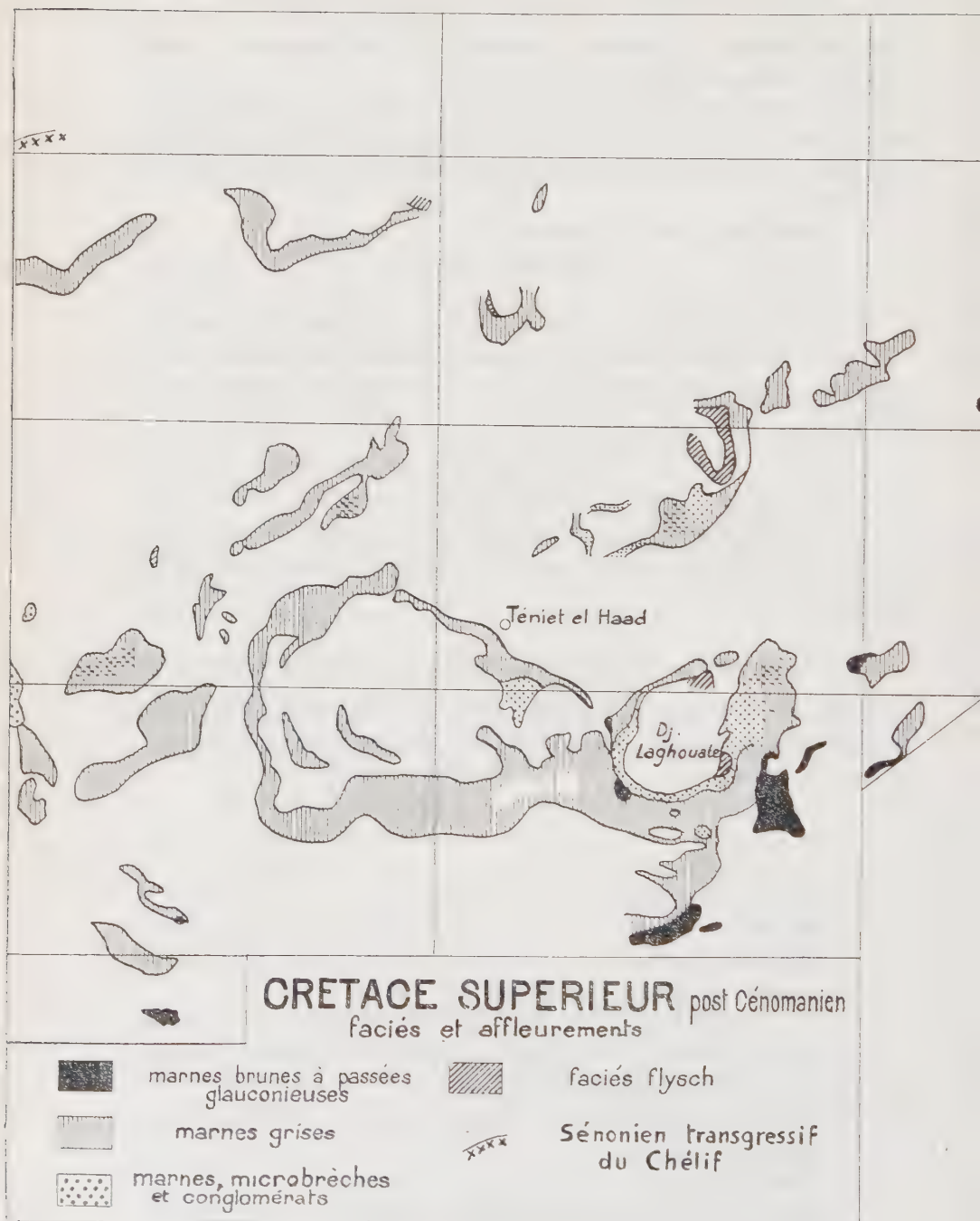


Fig. 63

Il s'agit probablement de Cénomaniens, car des associations analogues ont été récemment signalées dans le Cénomaniens supérieur de l'Atlas Saharien (Emberger, J., Magné, J., Reyre, D., Sigal, J., 1955).

Nous avons en outre découvert dans le même gisement des calcaires oolithiques à Orbitolines attribuées par M. Lys à :

Orbitolina concava (Lamarck)

c) On peut également attribuer au moins provisoirement au Cénomaniens, des galets de silex d'un blanc laiteux qui ont été récoltés en $x = 459,7$ $y = 304,3$ (f. Pont du Caïd). Ils contiennent (dét. M. Reichel) :

Miliolites

Cornuspiridés

Rhapydionina ou *Praerhapydionina*

LE SÉNONIEN ET LE DANIEN

Le Coniacien, le Santonien, le Campanien, le Maestrichtien et le Danien sont tous représentés dans le complexe essentiellement marneux du sommet du Crétacé qui apparaît dans l'autochtone. le complexe A et la nappe B ; seule la microfaune permet de prouver leur existence (voir tableau p. 186-187), car, mis à part quelques débris inutilisables d'Inocérames et d'Huitres, on ne rencontre aucune macrofaune.

Il est absolument impossible d'individualiser au faciès l'un quelconque des étages cités ci-dessus, et ceci d'autant plus que le même niveau peut présenter différents faciès. Si l'on met à part le domaine de la nappe C, qui conserve toujours son faciès flysch particulier, la seule constatation d'ensemble qui semble pouvoir se dégager est la suivante :

a) *La partie inférieure du Sénonien* est toujours marneuse ou marno-calcaire ; il s'agit de marnes massives à cassure conchoïde, ou feuilletées, ou en paillettes ; elles sont gris clair ou gris-bleu, verdâtres, crème, blanchâtres, les intercalations calcaires ou marno-calcaires sont toujours peu épaisses (habituellement de l'ordre du décimètre) et peu abondantes ; elles ont une patine blanche, crème, jaunâtre ou verdâtre ; en cassure, la teinte reste claire, le calcaire est généralement vermiculé. La microfaune est presque toujours abondante.

b) *La partie supérieure du Sénonien* est plus variée ; les marnes sont toujours très abondantes ; les calcaires et marno-

calcaires deviennent beaucoup moins fréquents mais arrivent localement à former des barres de quelques mètres ; on rencontre, suivant les unités tectoniques, plusieurs faciès : grès calcaires en plaquettes, microbrèches calcaires, conglomérats, grès glauconieux.

Les teintes sont extrêmement variables ; soit analogues à celles du Sénonien inférieur, soit brunes, gris sale, bleu-noir...

La partie supérieure du Sénonien englobe en un mot des faciès beaucoup plus variés que la partie inférieure. C'est par conséquent surtout elle qui orientera notre exposé.

Les marnes du Sénonien peuvent facilement être confondues avec celles du Cénomanién, de l'Éocène moyen et supérieur, de l'Oligocène et même du Miocène ; il est cependant souvent possible de lever l'incertitude sur le terrain même, d'une part grâce aux Rosalines bicarénées des calcaires, que l'on arrive avec un peu d'habitude, à reconnaître à la loupe, d'autre part grâce aux prismes d'Inocérames eux aussi très facilement reconnaissables et qui n'ont jamais été rencontrés dans d'autres formations.

A. LE SÉNONIEN DES MASSIFS AUTOCHTONES

Il n'affleure pas dans le massif autochtone méridional situé sur notre territoire, mais dans son prolongement oriental situé sur les feuilles de Letourneux et de Boghari où il a été étudié par J. Guillemot. Il s'agit alors de « marnes gris clair, intercalées de bancs lenticulaires de calcaires gris très clair, couverts d'empreintes d'Inocérames ».

Un affleurement très intéressant apparaît par contre dans le massif autochtone du Chélib, à la bordure méridionale du massif jurassique du Témoulga (SW f. de Carnot et SE f. d'Orléansville). Tous les dépôts post-jurassiques de cette région avaient été placés dans l'Oligocène (carte géologique 1/500.000 Alger-Nord) ; il s'agit en réalité de Sénonien et d'Albo-Aptien le recouvrant tectoniquement. Le Sénonien est marneux (marnes grises à brunâtres) avec des intercalations marno-calcaires à Rosalines ; en $x = 399,5$ $y = 319,1$ (f. Orléansville) et en $x = 404,6$ $y = 321,2$ (f. Carnot), la microfaune montre qu'il s'agit de Sénonien supérieur. Aux environs de ce dernier point, tout se passe comme si le Sénonien était transgressif sur le Jurassique ; le contact Sénonien-Jurassique n'est, il est vrai, pas visible, mais une belle surface légèrement inclinée et presque plane correspond au sommet des calcaires jurassiques et semble bien devoir correspondre à la base de la

transgression. Plus à l'W, des failles qui séparent le Jurassique du Sénonien ne permettent pas de confirmer cette impression ; on trouve cependant, au NW du Djebel Tirecht, vers $x = 397,6$ $y = 317$ (f. Orléansville) des blocs de calcaire à Rosalines bicarénées (il s'agit donc de Sénonien) qui contiennent de nombreux galets calcaires rappelant les faciès jurassiques du Temoulga ; il est donc fort possible que le Sénonien soit transgressif sur le Jurassique. Cependant, comme le contact n'est nulle part visible, l'on ne saurait écarter définitivement l'hypothèse d'un Sénonien allochtone.

B. LE SÉNONIEN-DANIEN DU COMPLEXE A ET DE LA NAPPE B

Alors que la partie inférieure du Sénonien ne présente aucun caractère remarquable, sa partie supérieure mérite d'être étudiée avec plus de détail. On y rencontre en effet, suivant les différentes unités tectoniques, les faciès suivants (voir fig. 63) :

1) FACIÈS DE MARNES BRUNES,

A MARNO-CALCAIRES BLANCS ET A PASSÉES GLAUCONIEUSES

Ce faciès est localisé à la feuille de Taine dans une lame inférieure de la nappe B. Le type peut en être pris au N de Sidi Mohamed Turki ($x = 450$, $y = 262$) ou au N de Guadet Guenafid ($x = 260$, $y = 270$).

Les marnes brunes ressemblent parfaitement à celles du Lutétien, et sont, comme elles, parfois gypseuses ; il s'y associe cependant des marnes grasses grises ou crème, qui permettent de lever l'incertitude.

Souvent les affleurements bruns sont rayés par des bandes blanches qui correspondent à des intercalations marneuses ou marno-calcaires très claires ; ces bancs ne sont pas toujours continus, car on rencontre souvent noyés dans les marnes, des blocs de marno-calcaires, dont la stratification est très variable suivant les blocs. On a l'impression d'une brèche, mais cette fragmentation est probablement d'origine tectonique.

Cette série marneuse contient souvent des intercalations glauconieuses que l'on ne retrouve pas dans les autres faciès et qui sont, de ce fait, caractéristiques de la formation étudiée ici. Le type de ces passées glauconieuses peut être pris en $x = 463,2$, $y = 275,0$ où la microfaune les date du Maestrichtien, et en $x = 461,4$ $y = 272,1$ où il s'agit de Sénonien supérieur.

La glauconie apparaît soit dans les marnes, soit dans les marno-calcaires très blancs signalés plus haut, soit plus généralement dans des intercalations gréseuses, peu épaisses, souvent feuilletées.

La microfaune permet toujours de dater le faciès : grâce à elle, J. Magné a pu y caractériser : le Campanien-Maestrichtien, par exemple en $x = 463,2$ $y = 275,0$; le Danien en $x = 452,4$ $y = 262,1$ et le Paléocène en $x = 452,05$ $y = 263,4$. Ce faciès affecte donc toute la partie terminale du Crétacé.

2) LE FACIÈS DE MARNES GRISES

Tout le Crétacé supérieur conserve, dans une autre lame de la nappe B, le faciès banal de marnes grises, gris-bleu ou blanchâtres, à rares intercalations marno-calcaires, à patine claire ; ces marnes sont habituellement pétries de *Globotruncana*, que l'on reconnaît facilement à la loupe, ce qui permet d'individualiser sans hésitation le Crétacé supérieur sur le terrain ; les affleurements prennent ici une teinte très claire, toute différente de celle du faciès précédent. Le type de ce faciès peut être pris au NW de Vialar (f. Bourbaki) au bord de la route Vialar-Orléansville, vers $x = 412$, $y = 261$ au SW du Djebel Bou Rhenndja et d'une façon générale sous l'Éocène inférieur marno-calcaire. Les marnes à grosses boules de calcaire brun ou jaune sont assez rares ; on les observe par exemple en $x = 446,2$, $y = 276,3$ (f. Taine) ; ce faciès est surtout fréquent dans les marnes de l'Éocène supérieur qu'il est d'ailleurs facile de confondre avec celles du Sénonien.

La microfaune prouve là aussi que tout le Crétacé supérieur est représenté ; J. Magné a en effet pu caractériser :

- le Coniacien en $x = 438,6$ $y = 272,2$ (f. Taine)
- le Santonien en $x = 442$, $y = 216,25$ (f. Pont du Caïd)
- le Campanien en $x = 410,85$ $y = 272,85$ (f. Bourbaki)
- le Campanien supérieur - Maestrichtien en $x = 445,1$ $y = 272,2$ (f. Taine)
- le Maestrichtien en $x = 458,8$ $y = 282,2$ (f. Teniet el Haad)
- le Danien en $x = 460,2$ $y = 275,7$ (f. Taine).

Tous les étages cités ci-dessus n'ont pu être caractérisés sur une même coupe, puisqu'il n'existe aucune coupe complète du Crétacé supérieur ; il a donc fallu utiliser plusieurs coupes éloignées les unes des autres. Celles-ci sont toujours partielles, car limitées par des contacts anormaux ; leur description, qui se réduirait à une fastidieuse et longue énumération de faciès, très proches les uns des autres, et de Foraminifères, ne se justifie donc pas.

La coupe qui semble la plus complète et qui mériterait d'être étudiée en détail est celle que l'on peut relever sur la feuille de Bourbaki au SE du Djebel Koko ($x = 410$, $y = 274$).

On a là un monoclinal à fort pendage SE, où tous les termes du Crétacé sont représentés ; malheureusement, malgré les apparences, cette structure simple est compliquée, au moins en quelques points, par des contacts anormaux jalonnés de Trias ; et au milieu du Sénonien on trouve, par exemple en $x = 410,8$ $y = 273,8$ des marno-calcaires datés Vraconien par la microfaune. Le long de la piste allant de Vialar à la maison forestière de Tafrent (f. El Meddad), le Sénonien est chargé de bancs calcaires de quelques mètres de puissance, à patine claire ; plus à l'E, en $x = 415,7$ $y = 275,5$ les marnes contiennent de petits bancs de calcaires gris-bleu, vermiculés, à débris d'Inocérames ; la microfaune indique qu'il s'agit de Sénonien supérieur.

3) LES FACIÈS DÉTRITIQUES

Dans une lame encore plus élevée de la nappe B, apparaît un nouveau groupe de faciès différents des deux précédents. Il est caractérisé par la présence d'intercalations plus ou moins importantes de conglomérats, microbrèches calcaires, marnes et argiles de teinte grise ou bleu sale.

a) Les microbrèches calcaires.

Le type de ce faciès peut être pris au S de Molière (f. de Molière) le long de la route Molière-Vialar, où M. Dalloni l'avait déjà remarqué (1936, p. 21). L'abondance des intercalations gréseuses au sein des marnes feuilletées donne quelquefois à la série une allure de flysch.

Les éléments des microbrèches sont habituellement calcaires ; leur taille est généralement faible (de l'ordre du mm), mais on rencontre des passées grossières dont les éléments atteignent plusieurs centimètres ; on passe alors aux conglomérats et brèches étudiés plus loin ; dans le ciment, il n'est pas rare de trouver des *Globotruncana* et des prismes d'Inocérames.

On trouve quelquefois des plaquettes calcaires très finement détritiques pétries de gros Foraminifères (*Nodosaria*, *Gumbelina*, ...).

Des faciès légèrement différents apparaissent sur le flanc W du Djebel Laghouate (f. Taine) en $x = 449$, $y = 275$. Le Sénonien n'est plus chargé de lits microbréchiens, mais de calcaires gris en plaquettes, et très finement détritiques, à l'intérieur desquels l'on remarque des stratifications entrecroisées et tourbillonnaires ; dans cette région, deux bancs de calcaires gréseux d'environ 2 m

d'épaisseur soulignent les pendages ; leur partie supérieure est couverte de « ripple-marks » ; l'extrême base est plus grossière, avec des débris d'Huîtres.

Au S de Teniet el Haad, la série à grès calcaires en plaquettes est traversée par la route de Teniet à Vialar, en $x = 440,2$ $y = 280,4$. Plus à l'E, où elle est datée Sénonien supérieur par la microfaune, elle se charge de quelques bancs de calcaires compacts cristallins, grisâtres, que l'on observe bien à l'El Gattou ($x = 442$, $y = 281$).

C'est dans de tels calcaires que nous avons découvert en $x = 456,8$ $y = 301,7$ (f. Pont du Caïd) une Ammonite ; celle-ci n'a malheureusement pu être dégagée ; elle ne se rapporte à première vue, à aucun genre connu.

b) Les conglomérats.

Ils sont toujours associés aux calcaires microbréchiques dont ils ne sont qu'une manifestation plus grossière ; les galets peuvent atteindre plusieurs centimètres de diamètre ; ils sont généralement bien roulés ; le ciment est schisteux et microbréchiq. Leur intérêt vient de la nature des galets, où l'on reconnaît notamment des :

- roches ophitiques (Trias)
- calcaires dolomitiques à grain (Trias)
- dolomies brunes à gros cristaux (Infralias ?)
- calcaires oolithiques, graveleux, à Polypiers (Jurassique ?)
- grès-quartzites (flysch crétacé inférieur ?)
- calcaires à Fissurines (Crétacé moyen)
- Radiolarites (Crétacé ?)
- calcaires gris, microgrenus, à débris et à *Orbitolina concava* (Céno-manien)
- prismes d'Inocérames (Sénonien)

Les niveaux de conglomérats sont particulièrement abondants autour du massif oligocène du Djebel Laghouate (f. Taine) comme le montre la carte de faciès (fig. 63).

c) Le faciès gris et bleu sale.

Il est remarquable par ses teintes sombres, bleu-noir, gris sale, vert sale, quelquefois légèrement violacé, qui font penser au flysch sénonien de la nappe C, dont on arrive généralement à le séparer grâce aux faciès normaux qui lui sont associés : traditionnelles marnes grises, niveaux microbréchiq.

Ce faciès est visible au S du Djebel Laghouate (f. Taine) où il est associé à des microbrèches calcaires (en $x = 452,2$ $y = 272,5$

et datée Maestrichtien par la microfaune ; plus au SE, on le retrouve autour de $x = 455,3$ $y = 269,2$, où la microfaune indique Sénonien supérieur.

Sur la feuille de Pont du Caïd il se retrouve par exemple en $x = 465,6$ $y = 362,5$; il s'agit de marnes schisteuses ou à débit parallélépipédique anguleux bleu-noir sale, à rares intercalations de grès-quartzites, brun-noir à violacé qui évoque le flysch de la nappe C ; la microfaune indique là encore qu'il s'agit de Sénonien supérieur.

4) LES FACIÈS DE SÉNONIEN TRANSGRESSIF (?) SUR LA FEUILLE DE MOLIERE

A la partie N du village de Bou Caïd, le flysch albien est recouvert par les marno-calcaires de l'Albien supérieur - Vraconien bien daté par la microfaune. Des marnes grises, feuilletées ou conchoïdes recouvrent en concordance ce niveau ; or elles ont fourni une microfaune du Sénonien inférieur (Santonien très probable) en $x = 402,45$ $y = 287,6$ à quelques mètres au-dessus des calcaires de l'Albien supérieur. Il y aurait donc lacune du Cénomanién inférieur, moyen et supérieur et du Turonien ; nous disons lacune plutôt que transgression et discordance car on ne trouve aucun indice de remaniement et aucune discontinuité dans la coupe ; ce type de coupe n'a été retrouvé nulle part ailleurs. Ses caractères exceptionnels mériteraient une étude détaillée que nous n'avons pu entreprendre puisqu'il aurait fallu explorer la feuille de Molière située en dehors de notre région d'étude.

C. LE SÉNONIEN DE LA NAPPE C

Le faciès flysch se poursuit dans le Sénonien mais avec de légères modifications de faciès. Les intercalations argileuses deviennent plus fréquentes ; il s'agit généralement d'argiles gris sale, verdâtres ou violacées, totalement azoïques ; ce faciès s'observe bien le long de la piste de Marbot à Trolard Taza, en $x = 455,3$ $y = 296,3$ (f. Teniet el Haad).

Ailleurs, par exemple en $x = 455,5$ $y = 300,4$ (f. Pont du Caïd), la série est constituée d'argiles verdâtres, de petits bancs de grès-quartzites verdâtres à grain fin, et de grès à gros grain de quartz, contenant des Orbitolines remaniées ; il s'y intercale des plaquettes de calcaire gréseux très fin, légèrement verdâtre en cassure et à stratification entrecroisée très fine ; celles-ci contiennent de nombreuses *Globo truncana*.

Un peu plus à l'W (f. Pont du Caïd), de gros bancs de grès, passant à des grès-quartzites, s'intercalent dans une série renversée (le renversement est prouvé par des figures de charge et de fluxion et par des « moulures coniques ») ; les grès contiennent de nombreux débris de plantes en $x = 453,5$ $y = 299,9$; un peu plus au S, en $x = 453,6$ $y = 299,7$ les grès contiennent des Orbitolines et, à la base des bancs, de nombreuses traces pyriteuses où l'on reconnaît :

de petites Lamellibranches,
des Orbitolines,
de très petites Ammonites pyriteuses où Mme Basse de Ménorval a reconnu deux espèces de *Gaudryceras* sp. (Barrémien à Maestrichtien) et *Baculites* sp. (Vraconien-Maestrichtien).

Mais le faciès le plus caractéristique est sans conteste celui des brèches et microbrèches calcaires qui s'intercalent dans le flysch. Il s'agit de petits bancs microbréchiques d'environ 10 cm de puissance, d'une couleur gris clair, contrastant avec les grès-quartzites sombres environnants. Le ciment est calcaire ; il contient de rares Foraminifères roulés ; les éléments presque toujours anguleux sont constitués de :

calcaire sublithographique blanc ou gris clair (très abondant),
calcaire siliceux jaune clair,
silex d'un blanc laiteux, souvent translucide, où l'on remarque de nombreux micro-organismes très blancs : Foraminifères, Spicules d'Éponges, Radiolaires, etc...
argile vert clair (rare)
calcaire à Fissurines.

Ces microbrèches calcaires sont très abondantes dans la partie NW du Djebel Ouanzil (f. Teniet el Haad) en $x = 454$, $y = 298,5$.

Ce faciès a été retrouvé avec les mêmes caractères dans le Sénonien des régions littorales, au Chenoua (f. Tipasa).

D. LE SÉNONIEN NÉRITIQUE EN GALETS

On rencontre en galets dans le Miocène des faciès tout différents de ceux étudiés jusqu'à présent et totalement inconnus, en place, dans le Tell algérois.

En $x = 445,65$ $y = 264,15$ (f. Taine) nous avons découvert, dans le Miocène inférieur, un galet d'environ 1 cm³ très intéressant malgré sa taille réduite ; il s'agit en effet d'un calcaire à

Milioles, Cunéolines et *Cosinella*¹ (dét. J. Cuvillier) ; ce genre qui n'avait jamais été signalé en Afrique du Nord, indiquerait un âge Sénonien inférieur.

En $x = 446,8$ $y = 266$ (f. Taine) et en $x = 463,7$ $y = 306,1$ (f. Pont du Caïd), on rencontre d'assez rares galets d'un Sénonien de faciès différent ; il s'agit de calcaires à débris, où l'on reconnaît :

- nombreuses sections d'*Orbitoides media* (d'Arch.), (dét. Mme Neuman) espèce qui, on le sait, est caractéristique du Sénonien supérieur,
- *Miscellanea*,
- Miliolles,
- Algues,
- Bryozoaires,
- débris d'Échinides,
- tests de Lamellibranches.

L'étude de ces galets nous démontre donc qu'il existait dans le Tell un faciès néritique ; il est impossible de savoir où se sont déposés ces faciès, d'autant que les galets étudiés ci-dessus ont été découverts dans du Miocène allochtone (nappe B). Signalons cependant que nous avons découvert, parmi les galets du Pliocène de la région de Vialar, des faciès de Crétacé supérieur analogues aux précédents, mais provenant eux certainement des régions méridionales ; il s'agit d'une roche silicifiée, très sombre, à nombreux Foraminifères roulés dont (dét. M. Reichel) :

Laffitteina (voisins de *L. conica* espèce créée par C. W. Drooger dans le Dano-Montien² des Monts du Hodna)
Cosinella, de petite taille

1. Genre créé par Schlumberger, mais resté en manuscrit.

2. D'après J. Magné (renseignement oral) il s'agirait en réalité de Maestrichtien supérieur.

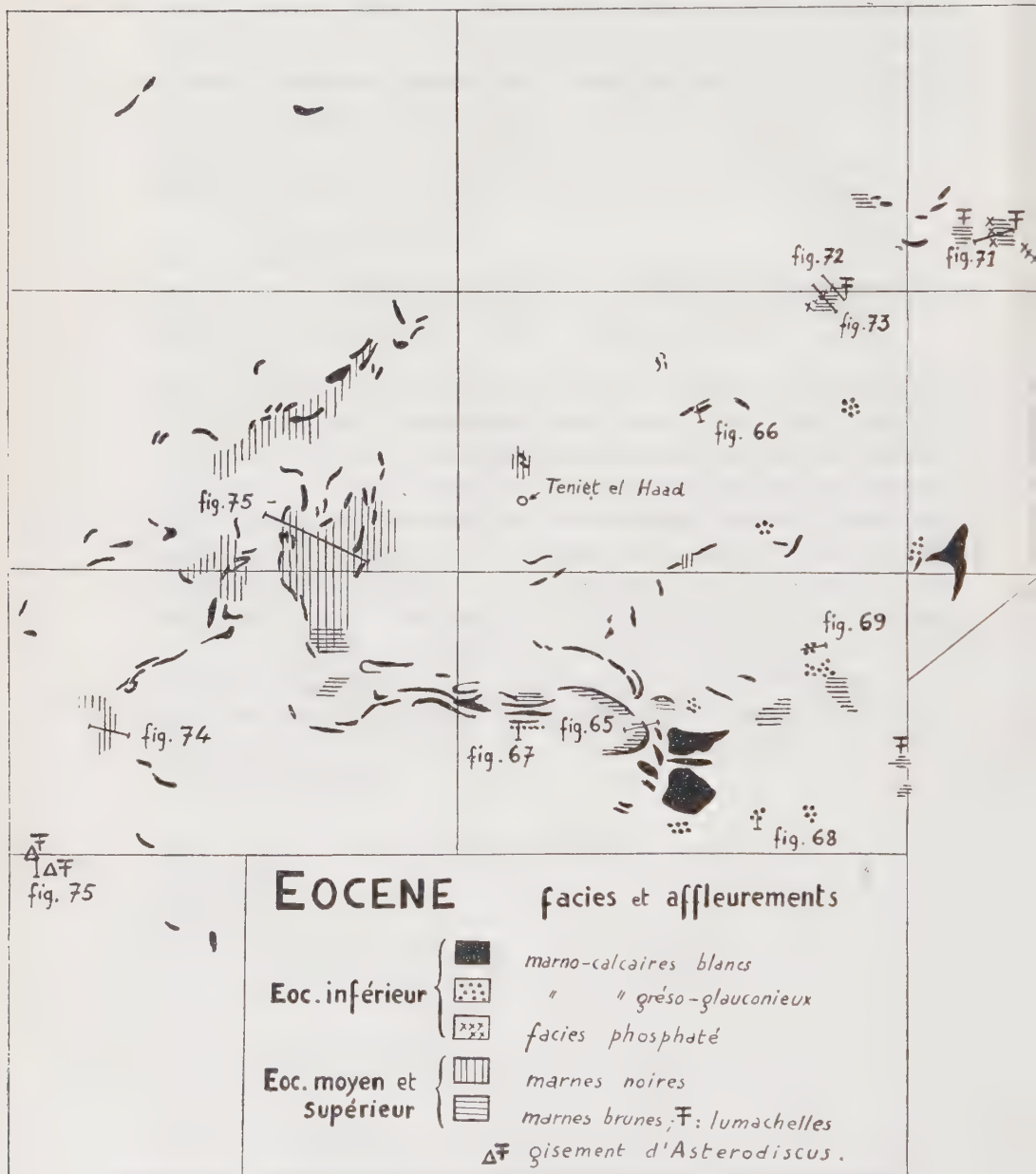


Fig. 64

CHAPITRE X

L'ÉOCÈNE

Chaque fois qu'il est visible, le passage du Crétacé à l'Éocène se fait de façon progressive sans aucune discontinuité lithologique ; la base de l'Éocène reste marneuse comme le sommet du Crétacé et seule la microfaune, dont les formes se modifient assez brutalement, permet de subdiviser cet ensemble marneux, en Danien et en Paléocène.

Un faciès bien typique, quoique toujours plus ou moins marno-calcaire, surmonte par contre les marnes du Paléocène ; il s'agit de la classique barre à silex si fréquente dans tout l'Éocène algérien. Les silex sont associés à des faciès calcaires ou marno-calcaires assez variables dans le détail, mais qui provoquent toujours un ressaut dominant le substratum de marnes crétacées. La microfaune, abondante et caractéristique, indique qu'il s'agit essentiellement d'Éocène inférieur.

Cet excellent niveau repère est lui-même surmonté par un nouveau complexe marneux ; celui-ci est épais, et offre plusieurs faciès qui ne sont souvent que fort peu caractéristiques ; il peut heureusement être daté par la microfaune qui indique qu'il s'agit d'Éocène moyen et supérieur.

Faute de macrofaune et de repères lithologiques, l'Éocène ne peut donc être subdivisé qu'en deux ensembles : l'Éocène inférieur, le plus souvent marno-calcaire, l'Éocène moyen et supérieur marneux.

L'étude stratigraphique de l'Éocène a exigé un emploi constant de la microfaune ; toutes les déterminations et conclusions micropaléontologiques sont dues à J. Magné qui est, on le sait, spécialiste des microfaunes tertiaires d'Algérie ; celles-ci seront étudiées en détail par cet auteur dans un travail ultérieur.

L'étude de l'Éocène a été complétée par l'examen de galets d'origine plus ou moins lointaine qui offrent l'avantage de nous

fournir des faciès tout différents des précédents, et inconnus dans cette partie du Tell méridional.

Rappelons pour terminer cette introduction que nous n'avons découvert aucun lambeau éocène dont il soit possible de prouver l'autochtonie ; tous les affleurements appartiennent au complexe A ou à la nappe B.

Bref rappel historique.

En l'absence de macrofaune, les premiers explorateurs ne reconnurent pas l'Éocène inférieur, moyen et supérieur de l'Ouarsenis ; ils placèrent par contre longtemps l'Oligocène inférieur du Kef Irhoud et sa célèbre faune d'Échinides dans le « Suessonien supérieur » (Cotteau, Péron et Gauthier), c'est-à-dire dans l'Éocène.

M. Dalloni nous donna le premier une idée de la répartition de l'Éocène inférieur (1936) ; J. Flandrin (1948) n'étudia de son côté que deux coupes de l'Éocène inférieur (p. 140). Faute d'études détaillées, l'Éocène moyen et supérieur n'avait pas été remarqué ; M. Dalloni parlait cependant déjà d'Éocène supérieur (1936, p. 25), mais il lui attribuait à tort les dépôts « numidiens » qu'il faut désormais placer dans l'Oligocène.

A. ÉOCÈNE INFÉRIEUR

L'extrême base de l'Éocène inférieur est marneuse ; le reste de la série est calcaire ou marno-calcaire. Les marnes de base sont très analogues à celles du Crétacé sous-jacent ; elles ne dépassent généralement pas quelques dizaines de mètres d'épaisseur. L'association micropaléontologique, qui permet de les séparer du Crétacé et que les spécialistes qualifient de Paléocène (Magné J. et Sigal J., 1955a), est caractérisé par les formes suivantes :

— Plancton :

- Globorotalia acuta* T.
- *angulata* W.
- *velascoensis* (C.)
- *crassata* var. *aequa* C. et R.
- *aragonensis* var. *caucasica* G.
- *compressa* (P.)
- Globigerina triloculinoides* P.
- *pseudobulloides* P.
- *soldadoensis* Bron.
- *finlayi* Bron.
- *linaperta* F.

— Benthos :

- Anomalinoides acuta* (P.)
- *vanbellini* T.D. et S.
- cf. *danica* Br.
- Osangularia expansa* (T.)
- Nodosaria affinis* d'Orb.
- sp.
- Rzehakina epigona* var. *lata* C. et J.

Clavulinoides rugulosa T.D. et S.
 — *algeriana* T.D. et S.
Gaudryina rectangularis T.D. et S.
Spiroplectammina spectabilis G.
 etc...

Il s'agit probablement de Montien - Landénien.

Les niveaux essentiellement calcaires qui forment une corniche calcaire plus ou moins importante au-dessus du Paléocène, fournissent une association légèrement différente à :

— Plancton :

Globorotalia (*Truncorotalia*) *aragonensis* N. (fréquent)
 — — *acuta* T. (assez rare)
 — — *cf. velascoensis* (C.)
 — — *crassata* var. *densa* (C.)
Globigerina *linaperta* F.
 — *soldadoensis* B.
 — *taroubaensis* Brönniman
 Radiolaires

— Benthos :

Vaginulina longiforma (P.)
Vaginulinopsis echinata T.
Robulus falcifer (S.)
 — *cf. incisus* L.
Nodosaria sp.
Bulimina stalacta C. et P.
Bifarina sp.
Cibicides sp.
Gaudryina soldadoensis C. et R.
Spiroplectammina expansa P.
Clavulinoides sp.
 etc...

Par comparaison avec les régions d'Algérie où des Nummulites et de la macrofaune permettent d'individualiser les étages classiques, on admet que cette microfaune caractérise l'Yprésien et le Lutétien inférieur.

Des silex s'associent toujours à l'Éocène inférieur ; ils sont souvent noirs et bien localisés à la base des calcaires ; ils apparaissent généralement en nodules alignés, en lits rognonneux, mais sont quelquefois dispersés au sein des marno-calcaires. Ces silex ne peuvent être confondus avec aucune autre formation siliceuse de la région ; les calcaires à silex du Jurassique sont tout différents ; aucune confusion n'est possible avec les passées siliceuses du Cénomano-Turonien qui ne sont jamais rognonneux (mais toujours en lits), qui en outre offrent des teintes différentes et sont associés à des schistes à Radiolaires et à Poissons que nous n'avons jamais rencontré dans l'Éocène inférieur de l'Ouarsenis.

Lorsque les silex font défaut, il est toujours facile de reconnaître l'Éocène inférieur en lames minces où l'on reconnaît des

Globigérines à test épais et des *Truncorotalia*, ou grâce aux lavages de marnes qui fournissent toujours des formes caractéristiques.

Un aussi bon horizon repère méritait d'être étudié en détail et ceci d'autant plus qu'il présente plusieurs faciès bien différents.

Nous pensons, à la suite de ces études de détail qu'il faut distinguer, dans l'Éocène inférieur de l'Ouarsenis, trois groupes de faciès :

- le faciès de « marno-calcaires blancs à Globigérines »,
- le faciès gréso-glauconieux,
- le faciès phosphaté.

A ces trois faciès il faut ajouter pour mémoire le faciès à Nummulites qui n'est connu qu'à l'état de galet.

Il existe, à l'intérieur de chaque groupe de faciès, de notables variations qui montrent que l'on peut rencontrer tous les intermédiaires entre les différents types proposés ; ceux-ci n'ont été limités que pour la clarté de l'exposé.

1) LE FACIÈS DE « MARNO-CALCAIRES BLANCS A GLOBIGÉRINES »

C'est le plus répandu, dans l'Ouarsenis comme dans le Tell algérien ; il surmonte habituellement un Crétacé supérieur présentant le faciès de « marnes grises » (voir p. 202), au-dessus desquelles il forme une barre à patine très blanche visible de loin, et très apparente sur les photos aériennes. La base des calcaires est très souvent soulignée par une barre à silex de quelques mètres de puissance.

Les marnes paléocènes sont en général plus blanches que celles du Crétacé sous-jacent, et se chargent vers le haut d'intercalations marno-calcaires. On peut distinguer plusieurs types de coupes correspondant à des faciès légèrement différents les uns des autres :

a) Le faciès marno-calcaire franc.

C'est le faciès « à Globigérines » de J. Flandrin (1948). A ce type se rattachent presque toutes les bandes d'Éocène inférieur très blanc qui s'étendent sur la feuille de Taine et celle de Bourbaki.

Description de quelques coupes.

Coupe relevée en $x = 448$, $y = 269,5$ (f. Taine, fig. 65).

On distingue de bas en haut :

- 1) Marnes gris-bleu à gris-verdâtre du sommet du Crétacé et du Paléocène ; chargées de quelques bancs peu épais de marno-calcaires à patine blanche, se délitant en grandes esquilles arrondies.

2) Ensemble calcaire et marno-calcaire, d'environ 100 m de puissance, La base est soulignée par un banc de 2 m de puissance, chargé de silex noirs lenticulaires ; le reste est formé par une alternance régulière de marno-calcaires en petits bancs, à patine très claire et de marnes de même teinte. Les intercalations marneuses deviennent plus nombreuses vers le haut de la série ; il s'agit de marnes dures, gris-bleu, à gris-verdâtre clair.

3) Argiles feuilletées gris-verdâtre, gris sale, puis brunâtres qui appartiennent probablement déjà au Lutétien supérieur.

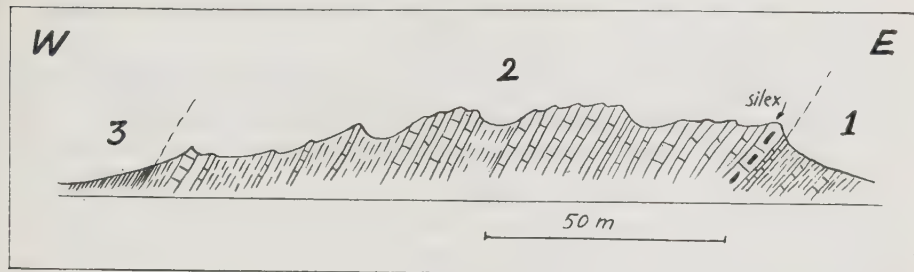


FIG. 65. — Coupe de l'Éocène en $x = 448$, $y = 269$, 5 (f. Taine).
Les chiffres renvoient au texte.

Coupe relevée en $x = 451,5$ $y = 291,8$ (f. Teniet el Haad, fig. 66.)

Au-dessus des marnes paléocènes (1 de la fig. 66) on retrouve une assise calcaire et marno-calcaire d'au moins 100 m de puissance (2 de la fig. 66) ; la seule différence réside dans la dispersion des niveaux à silex ; diffus dans la barre inférieure, ils se présentent en lits ou lentilles allongés dans les niveaux moyens et supérieurs, et sont quelquefois diffus dans la masse marno-calcaire inférieure.

Signalons pour terminer qu'on rencontre dans ces faciès de très rares et très minces (quelques centimètres) intercalations de grès-calcaires fins à patine brune.

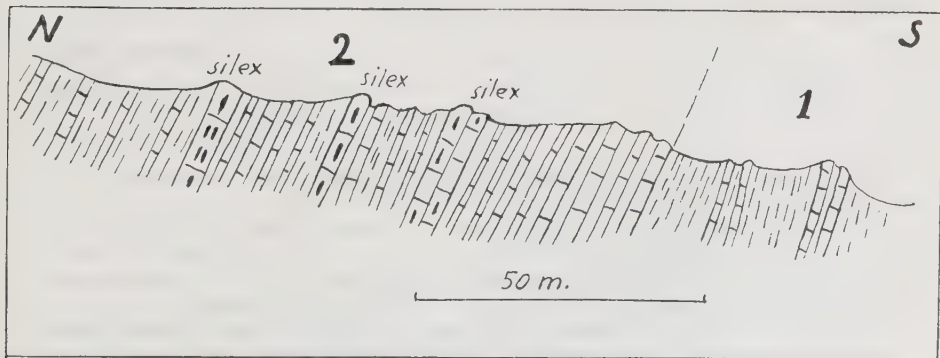


FIG. 66. — Coupe de l'Éocène inférieur en $x = 451$, 5, $y = 291$, 8.

b) Le faciès calcaréo-schisteux.

Ce type affleure largement autour du Souk el Tnin (f. El Meddad, $x = 422$, $y = 291$).

Il se distingue du précédent par l'apparition de niveaux durs, schisteux ou à délit parallélépipédique, de couleur verdâtre sale qui s'intercalent dans la série marno-calcaire et marneuse.

Les silex sont, dans ce faciès, souvent très irrégulièrement répartis, et se présentent habituellement sous forme de boule ; ils ne sont alors pas noirs mais gris-bleu.

On trouve enfin de petits bancs en plaquettes de grès calcaires gris clair, légèrement glauconieux ; les grains de quartz dont la taille moyenne est de quelques dixièmes de mm, sont toujours anguleux ; ils sont enrobés dans un ciment calcitique où l'on reconnaît des Foraminifères (Globigérines, Arénacés, Robulus, Operculines, etc...). Il n'est pas rare de rencontrer des dents de Poissons à la surface des plaquettes.

Ce faciès a été trouvé sur la feuille d'El Meddad, dans la bande éocène du Souk el Tnin ($x = 422$, $y = 291$), sur la feuille de Teniet el Haad, en $x = 455,6$ $y = 292,4$ et sous le Miocène du Chélif, sur la feuille de Beni bou Douane. Sur cette feuille, au Bled el Beida, en $x = 412$, $y = 313,5$ les marno-calcaires et calcaires de base prennent une patine brune ou jaune.

2) LE FACIÈS GRÉSO-GLAUCONIEUX

Les grès qui sont absents ou très rares dans le faciès précédent (minces lits de quelques cm de grès-calcaire fin), forment ici d'importantes intercalations. La puissance de ces dernières est très variable dans le détail comme le montrent les coupes suivantes :

a) Coupe des environs de Taine (en $x = 439$, $y = 269,8$, fig. 67).

La série étant renversée, l'Éocène inférieur (niveau 1 de la fig. 67) apparaît au-dessus des argiles brunes, feuilletées du Lutétien supérieur (niveau 2) ; on y distingue de bas en haut :

a) marno-calcaires à Globigérines, avec intercalations de marnes et de grès calcaires en plaquettes,

b) 6 m de grès fins en petits bancs, de couleur jaune clair,

c) 25 m de marnes de couleur crème clair, avec quelques niveaux plus durs en relief ; quelques passées de grès glauconieux à Globigérines. Les marnes ont fourni une microfaune de l'Éocène inférieur,

d) 8 m de grès pulvérulents en bancs de 10 à 50 cm avec intercalations de marnes gréseuses. On remarque de fines stratifications entrecroisées et, à la base des bancs, des figures de charge et de fluxion,

e) marnes assez sèches, chargées de bancs en relief de marno-calcaires à patine crème ou blanche ; elles ont fourni une microfaune de l'Éocène inférieur et passent progressivement vers le haut de la série aux argiles brunes du Lutétien.

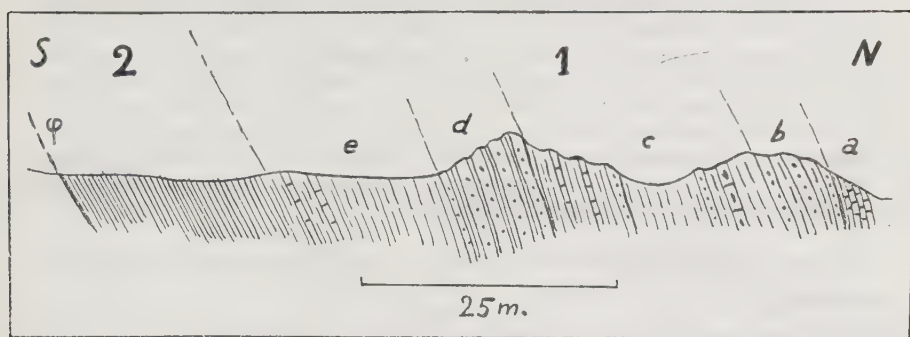


FIG. 67. — Coupe de l'Éocène gréseux de Taine ; Voir texte.

b) Coupe du Djebel Tamanrabet (f. Taine, $x = 456,4$ $y = 263,2$, fig. 68).

Au-dessus des marnes brunes du Sénonien-Paléocène, on remarque 30 cm de grès calcaires glauconieux, contenant de nombreux galets de marnes grises ; ce niveau (a de la fig. 68) est surmonté par une barre calcaire (b) de 2 à 3 m d'épaisseur ; sa moitié inférieure présente une patine brunâtre, les silex n'y sont pas noirs, mais bruns et généralement diffus ; la partie supérieure correspond à des calcaires rognonneux à patine blanche à silex rarement noirs, le plus souvent gris clair.

Des marnes conchoïdes à patine jaunâtre (c), contenant des intercalations de calcaires marneux glauconieux, surmontent cette corniche ; elles ont fourni une microfaune de l'Éocène inférieur.

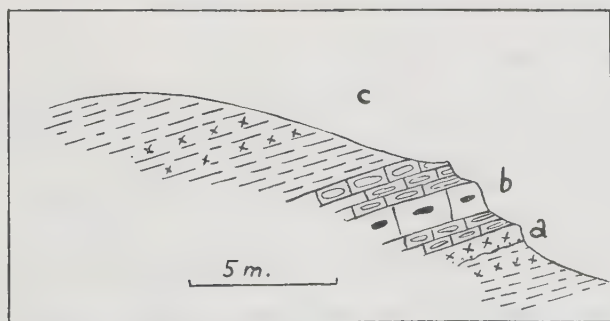


FIG. 68. — Coupe de l'Éocène inférieur du Djebel Tamanrabet.

c) Coupe de l'Éocène du Djebel Bou Rhida (f. Taine, en $x = 459,7$
 $y = 275$, fig. 69).

On distingue de bas en haut :

1) marnes du Sénonien-Paléocène vert foncé à brunâtre, très glauconieuses à leur sommet,

2) Éocène inférieur dont la base est soulignée par une barre constituée de marno-calcaires très glauconieux, et de calcaires crème, légèrement glauconieux, avec des silex bruns et noirs. La partie moyenne correspond à des marno-calcaires, feuilletés, à patine blanche ou crème, localement glauconieuse. Le sommet est formé de grès très fin, à patine jaunâtre, contenant des intercalations de marnes gréseuses crème, en plaquettes

3) marnes brunes du Lutétien supérieur.

Remarquons l'épaisseur réduite de cet Éocène inférieur (25 m environ).

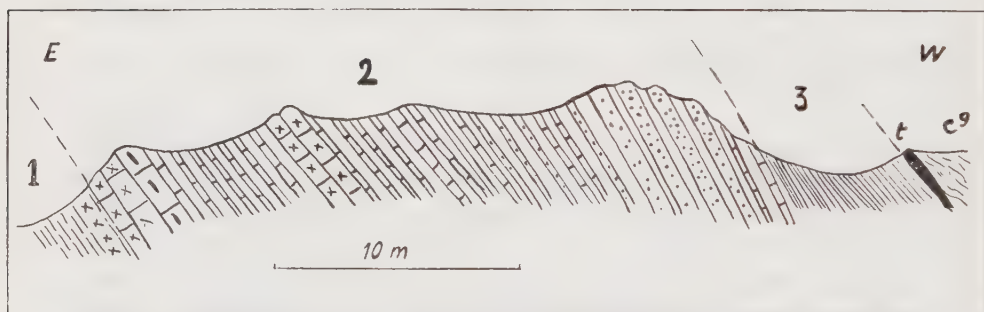


FIG. 69. — Coupe de l'Éocène du Djebel-Bou Rhida.
 Les chiffres renvoient au texte, t : Trias ; C9 : Sénonien.

d) Principaux affleurements.

Comme ce faciès n'avait jamais été signalé, il ne nous a pas paru inutile de signaler quelques affleurements.

— *Feuille de Taine :*

au N de Sidi Mohamed Turki où de multiples copeaux d'Éocène inférieur glauconieux sont noyés dans les marnes brunes du Crétacé supérieur, notamment en $x = 451,3$ $y = 262,8$ et $x = 460,2$ $y = 263,2$;

au S du Djebel Laghouate en $x = 454,2$ $y = 271$;

au SW du Djebel Bou Rhida, en particulier en $x = 460,3$ $y = 273,8$.

Feuille de Teniet el Haad :

au Kef Neda, en $x = 455,7$ $y = 283,6$ où des bancs d'environ 1 m de grès calcaire, alternent avec des marno-calcaires à patine blanche ou crème ;

dans le fossé Klippe du Djebel Tachta où en $x = 462,8$ $y = 291,8$ on retrouve des grès fins, tachetés, à cassure brune, dans des marno-calcaires, quelquefois glauconieux.

3) LE FACIÈS PHOSPHATÉ

Il ne se distingue du précédent que par l'apparition de niveaux phosphatés, les grès et la glauconie restant toujours présents. C'est le faciès le moins profond ; il est bien localisé dans la partie NE de notre territoire où l'on peut relever d'excellentes coupes ; il n'avait encore jamais été remarqué dans l'Ouarsenis.

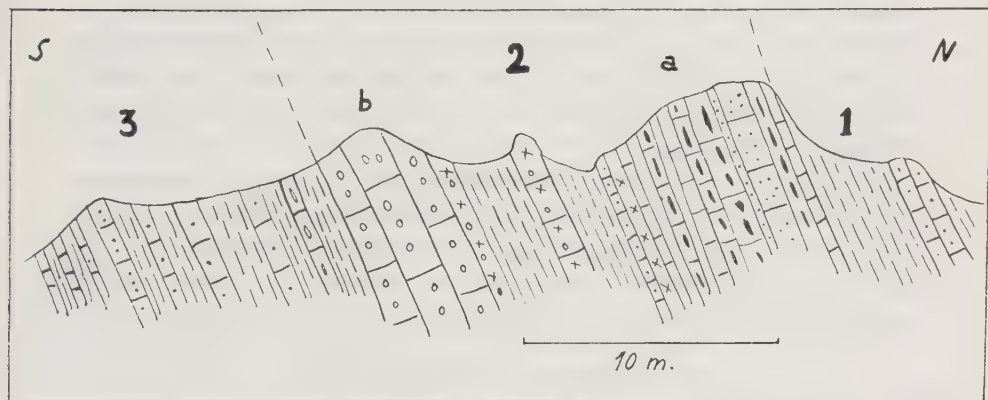


FIG. 70. — Coupe de l'Éocène de l'Oued Zemmour.
Les chiffres renvoient au texte.

a) Coupe de l'Oued Zemmour (f. Teniet el Haad, $x = 460,8$ $y = 299,8$ fig. 70).

On distingue de bas en haut :

1) marnes bleu-noir à microfaune paléocène, avec intercalations de calcaire noir glauconieux,

2) Éocène inférieur : la barre calcaire inférieure (a) est formée de calcaires fétides gris ou noirs, où s'intercalent des lits de silex noirs très rognonneux, quelquefois pétris de micro-organismes ; les calcaires sont gréseux, glauconieux, et légèrement phosphatés ; on y récolte des dents de poissons, des débris de Lamellibranches et de Gastéropodes.

La barre supérieure (b) est un calcaire phosphaté très grossier, dont les éléments anguleux dépassent le cm ; sa patine est brune à rougeâtre ; on peut y récolter de très nombreuses dents de Squales ainsi que de nombreux fragments d'os. Le phosphate se présente souvent en petits grains qui enrobent des Foraminifères dont des Globigérines à test épais. On remarque en outre de mauvais débris d'*Orithophragmina*.

3) série plus marneuse, se chargeant de bancs de grès calcaires fins, à patine jaunâtre, et vers le haut de calcaires à Gastéropodes et à Polypiers (*Sphenotrochus*).

Il s'agit alors de Lutétien supérieur ; mais la limite entre Yprésien, Lutétien inférieur et supérieur ne peut évidemment être définie avec exactitude.

b) Coupe de l'Oued Krarroub (f. Sidi Madjoub, $x = 473,3$ $y = 304,7$ fig. 71).

A 50 m de distance, on relève les deux coupes A et B qui semblent correspondre à deux faciès légèrement différents de l'Éocène inférieur. Dans la coupe A, les intercalations de calcaires phosphatés et glauconieux sont relativement importantes, alors que dans la coupe B elles n'atteignent jamais 1 m de puissance ; il s'agit, comme à l'Oued Zemmour, de calcaires fétides gris ou noirs, à dents et vertèbres de Squales et à débris de Lamellibranches et de Brachiopodes ; dans l'affleurement situé un peu plus au N ($x = 473$, $y = 304,7$) nous avons trouvé, en outre, une petite Nummulite (indéterminable), la seule jamais découverte dans l'Éocène de l'Ouarsenis.

Les marnes associées aux bancs phosphatés sont glauconieuses. Au sommet de la série, on trouve des grès-calcaires fins, à patine jaunâtre ; il s'agit probablement de Lutétien inférieur car ils sont surmontés par les marnes brunes, feuilletées à *Ostrea multicostrata* Desh. var. *bogharensis* Coq. du Lutétien supérieur (niveau 2).

4) LE FACIÈS A NUMMULITES

Bien que nous n'ayons jamais rencontré de calcaires à Nummulites dans l'Éocène inférieur, nous savons que ce faciès existait

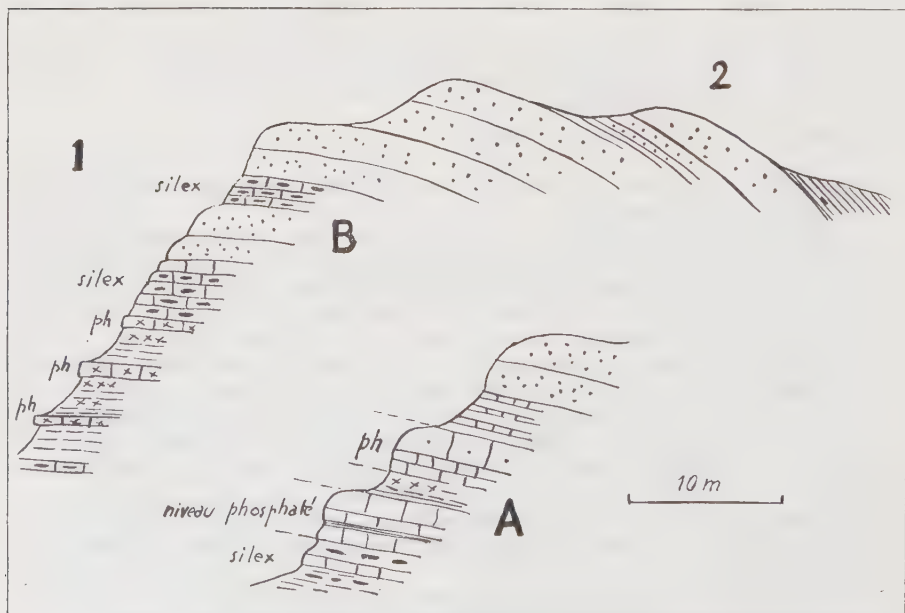


FIG. 71. — Coupe de l'Éocène de l'Oued Krarroub ; ph : phosphates.

dans la transversale du Tell correspondant à l'Ouarsenis. Nous avons en effet rencontré des calcaires à Nummulites à l'état de galet dans le Miocène inférieur de la nappe B (voir p. 306) ; or ces calcaires contiennent des formes qui appartiennent très probablement à *Nummulites planulatus* Lmk (dét. M. Lanteaume), c'est-à-dire à une forme de l'Yprésien.

B. ÉOCÈNE MOYEN ET SUPÉRIEUR

Comme dans la plus grande partie du Tell, les calcaires de l'Éocène inférieur sont surmontés par une série essentiellement marneuse qui correspond à l'Éocène moyen et supérieur. Le faciès et les épaisseurs de cet ensemble marneux restent très variables. La macrofaune fait son apparition sous forme de lumachelles à Huitres, malheureusement peu caractéristiques ; la microfaune doit par conséquent être utilisée, d'une part pour distinguer les marnes éocènes de celles du Crétacé et de l'Oligo-Miocène, d'autre part pour individualiser l'Éocène moyen et supérieur.

Les associations micropaléontologiques qui ont été rencontrées par J. Magné dans l'Ouarsenis sont les suivantes :

1. Éocène moyen.

— Plancton :

- Hantkenina longispina* Cushman
- *dumblei* W. et A.
- *liebusi* Sh.
- *trinitatensis* B.
- Globorotalia crassata* (C.)
- *lehneri* C. et J.
- *topilensis* (Cushman)
- Globigerina yeguaensis* W. et A.
- *linaperla* F.
- cf. *eocenica* Terquem
- cf. *ouachitaensis* Howe et Wallace

— Benthos :

- Bolivina* aff. *moodyensis* C. et T.
- Siphonina ornatissima* C.
- Siphogenerina* sp.
- Bulimina* cf. *jacksonensis* Cushman
- Virgulina danvillensis* Howe et Wallace
- Nonionella insecta* (Schwager)
- Nonion* sp.
- Anomalina* sp.
- Uvigerina* sp.
- Lenticulina* sp.
- Gyroidina* sp. etc...
- et des Ostracodes

2. Éocène supérieur.

— Plancton :

- Hantkenina alabamensis* C.
- *suprasuturalis* B.
- *liebusi* Sh.
- *dumblei* W. et A.
- Cribrohantkenina* cf. *bermudezi* Thalman
- Globorotalia centralis* C. et B.
- *cerro-azulensis* (C.)
- *lehneri* C. et J.
- Globigerina ouachitaensis* H. et W.
- *dissimilis* C. et B.
- *mexicana* C.
- *bulloides* var. *cryptomphala* G.

— Benthos :

- Cibicides* cf. *atratiensis* Tolmachoff
- Uvigerina* cf. *rustica* Cushman et Edwards
- Gyroidina* sp.
- Planulina* sp.
- Cyclammina* sp., etc...

Chaque fois qu'il est nettement visible, le passage des calcaires et marno-calcaires de l'Éocène inférieur aux marnes de l'Éocène moyen-supérieur se fait progressivement et sans discordance.

Les faciès de l'Éocène moyen et supérieur sont, dans le détail, assez variables ; ils peuvent cependant être groupés en deux familles : le faciès de marnes brunes et le faciès de marnes noires.

On trouve en outre des niveaux, tout différents, à *Asterodiscus* ; mais il ne s'agit là que d'une exception.

1) LE FACIÈS DE MARNES BRUNES

C'est le faciès le plus commun de la bordure sud-tellienne ; il s'agit de marnes très feuilletées, se délitant en minces feuillets ou en paillettes, au sein desquelles il n'est pas rare de rencontrer des cristaux ou des filonnets de gypse translucide, dont certains atteignent plusieurs cm d'épaisseur.

La teinte habituelle est d'un brun foncé, qui peut passer à du gris sale ou gris-bleu métallique ; elle donne aux affleurements un aspect très caractéristique.

Les marnes brunes se chargent quelquefois de boules de calcaire à patine brune, de grès bruns glauconieux en plaquettes, de marnes grises conchoïdes à nombreux Foraminifères visibles à la loupe, de calcaire marneux blanc glauconieux, etc..., mais il ne s'agit là que d'intermèdes très locaux et peu fréquents qui n'altèrent pas la monotonie d'ensemble.

Des intercalations très caractéristiques de lumachelles à Huitres et Thersitées se noient quelquefois dans les marnes dont la surface est alors jonchée de débris de fossiles. La microfaune indique qu'il s'agit essentiellement de Lutétien supérieur ; un échantillon a cependant été daté « Bartonien » en $x = 458,0$ $y = 268,1$ (f. Taine).

Principaux affleurements.

Ils ont été reportés sur la figure 64.

Sur les feuilles de Taine et Bourbaki les faciès sont très monotones et n'exigent aucune description détaillée. Signalons que le passage Éocène inférieur calcaire - Éocène moyen marneux est bien visible dans l'affleurement en demi-cercle qui se trouve au milieu de la feuille, particulièrement en $x = 445,8$ $y = 271,1$ où les termes de passage prennent des teintes gris-bleuté.

L'épaisseur de cette série de marnes brunes atteint probablement plusieurs centaines de m dans la partie E de la feuille de Taine ; dans cette région on rencontre, principalement en $x = 467,05$ $y = 266,6$ un faciès lumachellique.

Mais c'est dans la partie NE de la région étudiée qu'apparaissent les affleurements les plus intéressants. Sur la feuille de Sidi Madjoub les lumachelles à Huitres et Thersitées sont fréquentes avec *Thersitea coquandi* Loc., *Ostrea mullicostata* Desh. var. *bogharensis* Coq. On trouve en outre de petits bancs de calcaires crème, pétris de Gastéropodes et de Polypiers isolés rapportés par M. Chevalier au genre *Sphenotrochus*.

Dans l'Oued Zemmour (limite des feuilles de Pont du Caïd et Teniet el Haad), on peut relever en $x = 461,6$ $y = 300,5$, une bonne coupe (fig. 72) qui complète la coupe partielle de la figure 70 relevée un peu plus au SW.

Entre les calcaires de l'Éocène inférieur et le Miocène inférieur transgressif (la série est légèrement renversée) apparaît un Éocène moyen très redressé ; il est très marneux (marnes feuilletées brunes à verdâtres), mais il s'y intercale de petits bancs de calcaire à patine crème, passant à des lumachelles à Huitres et Thersitées ; de minces intercalations de grès brun-verdâtre, glauconieux, se chargent elles aussi de débris d'Huitres. Au sommet, les marnes sont riches en cristaux de gypse.

2) LES FACIÈS NOIRATRES

Ils se distinguent nettement des faciès bruns précédemment étudiés, mais offrent dans le détail une grande diversité qui apparaîtra au cours de l'étude des coupes. Par suite de leur ressem-

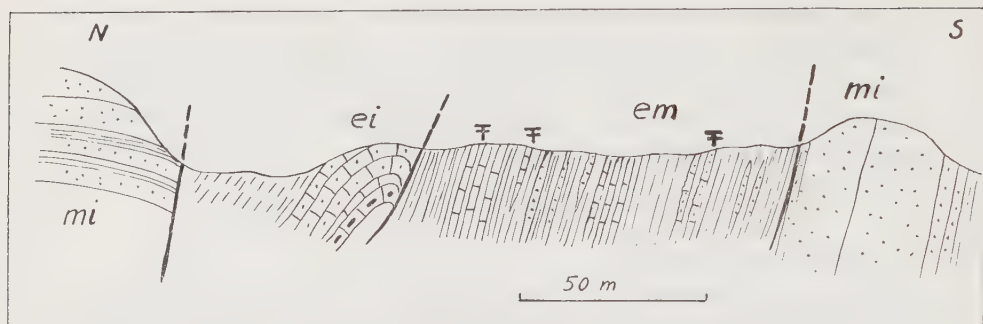


FIG. 72. — Coupe de l'Éocène moyen de l'Oued Zemmour
Mi : Miocène ; em : Éocène moyen ; ei : Éocène inférieur.

blance avec les marnes du Crétacé supérieur, et en raison de l'absence de macrofaune, ces faciès éocènes n'avaient jamais été remarqués ; c'est grâce à la microfaune généralement abondante et caractéristique que nous avons pu individualiser et cartographier ces terrains qui couvrent de très vastes surfaces.

On rencontre les faciès-types suivants :

- a) marnes d'un noir prononcé, quelquefois grisâtre, chargées de boules de calcaires jaunes ou de nodules calcaires gris-vertâtre,
- b) marnes grises, noires, ou verdâtres, sillonnées par des intercalations peu épaisses de marnes jaunes, qui donnent à la série un aspect rayé caractéristique,
- c) marnes de teinte verdâtre-sombre, chargées de petits bancs de grès-quartzites brunes ou verdâtres, qu'il est très difficile de séparer des marnes albiennes, sauf lorsqu'apparaissent des grès glauconieux qui sont inconnus dans l'Albien (sauf en un point ; voir page 171).

Toutes ces marnes sont, comme celles du Crétacé supérieur, sillonnées par des lits de calcite fibreuse ou « beef » ; il n'existe aucun critère infailible qui permette de les différencier, sur le terrain, de celles du Crétacé.

Les nombreux prélèvements de microfaune effectués indiquent qu'il s'agit tout autant de Lutétien supérieur que de Bartonien, qui tous deux se présentent sous le même faciès.

Description de quelques affleurements.

a) Le Bartonien des environs de Teniet el Haad.

A 2 km au N de Teniet el Haad, on remarque au-dessus du Miocène inférieur autochtone, des copeaux calcaires d'Éocène inférieur blanc, noyés dans des marnes noires et grises. Celles-ci ont fourni en plusieurs points une microfaune bartonienne ; elles se chargent, à la partie méridionale de l'affleurement, d'intercalations variées où l'on reconnaît :

- des calcaires marneux verdâtres glauconieux,
- des bancs (1 à 2 m de puissance) de grès à patine brune,
- des lits de marnes jaunâtres,
- de la glauconie,
- des rognons de calcaire gris à débris de Gastéropodes, parmi lesquels D. Mongin a reconnu : *Phasianella* aff. *nicensis* Bellardi, du Nummulitique.

Le contact des marnes noires avec les calcaires blancs de l'Éocène n'est jamais visible nettement ; il semble cependant qu'il soit normal et se fasse rapidement sur quelques mètres, en particulier en $x = 439,7$ $y = 288,5$.

b) *L'Éocène moyen et supérieur du Douar Meddad* (feuille El Meddad et Bourbaki ; fig. 73).

Les marnes éocènes forment dans cette région, de très vastes affleurements et atteignent une grande épaisseur ; la complexité structurale habituelle ne permet malheureusement pas d'apprécier exactement leur puissance (plusieurs centaines de mètres ?).

On y distingue deux types de faciès : d'une part des marnes gris-bleu à verdâtre, assez sèches, localement chargées de marnes jaunes, de grosses boules de calcaire à patine brune et de rognons calcaires à cassure gris-bleu clair ; d'autre part des marnes noires à gris-bleu sombre, en très fines paillettes. Le « beef » y est très abondant, particulièrement autour de $x = 425$, $y = 283$.

Des intercalations conglomératiques ont été observées en $x = 427,0$ $y = 282,7$ et en $x = 424,5$ $y = 283$, dans des marnes feuilletées, sèches, gris-clair. Les galets sont bien roulés, leur taille varie de quelques cm à 50 cm ; on y remarque des silex bleus et des calcaires marneux à Globigérines (Éocène inférieur ?) et des marno-calcaires plus ou moins gréseux (Crétacé supérieur ? ou Éocène inférieur). Ces passées grossières démontrent l'existence de mouvements au cours de l'Éocène moyen supérieur.

La plupart des prélèvements de marnes ont fourni une association micropaléontologique du Lutétien supérieur ; l'un d'eux ($x = 422,3$ $y = 283,2$) indique du Lutétien supérieur - Bartonien.

c) *L'Éocène moyen et supérieur du Douar Beizid* (f. Vialar).

Dans cette région, un épais Oligocène repose en concordance sur des marnes éocènes de teinte sombre (bleu-noir à passées gris sale, ou gris clair) (fig. 74). Il s'y intercale de petits bancs de grès glauconieux, des calcaires lenticulaires et des boules de calcaires jaunes.

Cette série marneuse atteint plus de 100 m d'épaisseur et 6 prélèvements de marnes ont tous fourni une microfaune « bartonienne ».

Tout se passe comme si l'Oligocène, également marneux, situé au-dessus était concordant ; en $x = 490,45$ $y = 268,4$ les deux

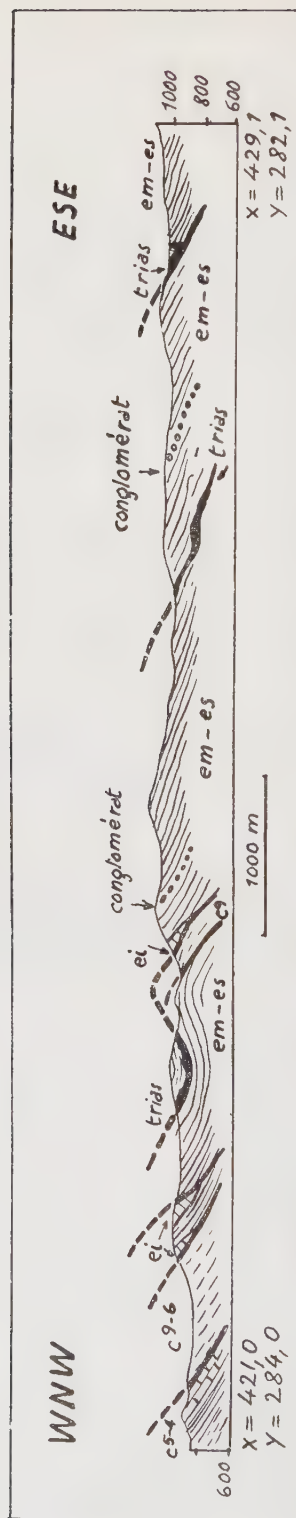


Fig. 73. — Coupe de l'Eocène moyen et supérieur (em-es) du Douar Meddad ;
t : Trias ; C5-4 : Cénomanien ; C9 : Sénomien ; ei : Eocène inférieur.

niveaux sont séparés par un contact irrégulier, mais comme les contacts marnes sur marnes sont extrêmement délicats à interpréter en l'absence de traces certaines de remaniement, il n'est pas possible de savoir s'il s'agit d'une base de transgression ou d'un contact mécanique.

Cette même bande éocène est chevauchée plus au NW par du Crétacé supérieur; on y recueille alors aux environs de $x = 408$, $y = 271,7$ de petits bancs de calcaires verdâtres pétris de Foraminifères du Lutétien supérieur et des grès à patine brune.

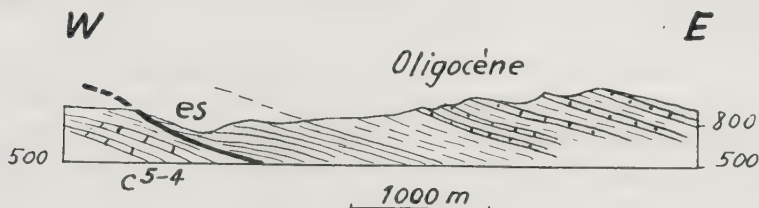


FIG. 74. — Coupe de l'Éocène supérieur (es) du Douar Beizil;
C5-4 : Cénomanién.

d) *L'Éocène moyen et supérieur de l'Oued Fodda* (f. E. Meddad).

Des faciès un peu particuliers apparaissent au milieu de la partie méridionale de cette feuille, dans des positions tectoniques très complexes dont la figure 172 donne une idée.

Il s'agit, à côté des marnes grises ou noires habituelles (à rognons de calcaire verdâtre), de niveaux verdâtres plus durs, plus schisteux, chargés quelquefois de petits bancs de grès-quartzites à patine brune; lorsqu'il ne s'y mêle pas de grès glauconieux, ces faciès sont souvent difficiles à séparer de ceux de l'Albien. La microfaune elle-même, si elle indique souvent le Lutétien supérieur - Bartonien, est fréquemment très pauvre et ne fournit qu'une association tertiaire peu caractéristique appartenant très probablement à l'Éocène supérieur - Oligocène.

3) LES NIVEAUX A ASTERODISCUS DU DJEZIOU KET

(f. Vialar et Bourbaki)

A la limite W de notre territoire, nous avons observé en $x = 404$, $y = 260,8$ et en $x = 405,75$ $y = 259,2$ un banc¹ de grès glau-

1. Qui n'a pu être figuré sur la carte géologique au 1/200.000.

conieux pétris d'Orthophragmines que M^{me} Neumann a rapportées à : *Asterodiscus stellatus* (d'Arch.) et à *Asterodiscus stella* (Gümbel), espèces caractéristiques du Lutétien supérieur. On remarque en outre des débris de Nummulites dont très probablement *Nummulites striatus* Brug. (dét M. Lanteaume), des Operculines et de nombreux autres Foraminifères.

Le même banc contient des débris de Pectinidés et d'Échinides ; parmi ceux-ci J. Devries a reconnu : *Schizaster* cf. *meslei* P. et G., espèce qui caractériserait elle aussi l'Éocène.

Ce banc à *Asterodiscus* apparaît sous l'Oligo-Miocène du Djeziou-Ket, et au-dessus de marnes non datées sur lesquelles il repose d'ailleurs probablement par l'intermédiaire d'un contact anormal (fig. 75).

Faute d'éléments suffisants, il nous est malheureusement impossible de savoir si les Orthophragmines et les Nummulites sont en place dans un grès glauconieux lutétien, ou si, comme cela semble beaucoup moins probable, elles ont été remaniées dans des dépôts postérieurs. Quoi qu'il en soit, il faut admettre l'existence d'un

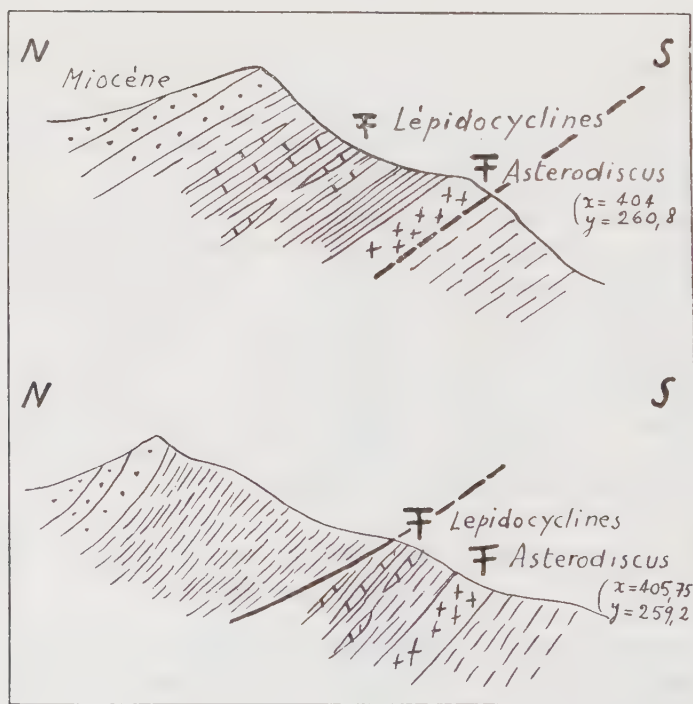


FIG. 75. — Coupe montrant la situation des couches à *Asterodiscus* du Djeziou Ket.

Lutétien tout différent de ceux qui ont précédemment été étudiés, proche par contre de certains faciès lutétiens connus beaucoup plus à l'W (Dalloni, 1952, p. 34 et renseignements inédits de J. Polvêche).

C. L'ÉOCÈNE EN GALET DANS LE MIOCÈNE DE LA NAPPE C

Des faciès bien différents de tous ceux qui ont été étudiés précédemment se rencontrent en galets dans le Miocène inférieur de la nappe C aux environs de Trolard Taza (f. Teniet el Haad, dans la partie septentrionale de l'unité miocène), à l'E de Dutertre (en $x = 451$, $y = 293,8$) et aux environs de Letourneux en $x = 473,2$ $y = 290,8$.

On reconnaît les faciès suivants :

- calcaires à grandes Nummulites, Assilines et Alvéolines. M. Lanteaume y a reconnu :

Nummulites incrassatus de la H.,
 — *aticus* Leym., ?
 — *aturicus* Jol. et Leym.,

Assilina exponens Sow.

- calcaires à *Orbitolites complanatus* Schl. et Miliolites,
- calcaires à petites Nummulites et Orthophragmines dont (dét. Mme Neuman) :

Asterodiscus stella (Gümbel)
Actinocyclus radians (d'Arch.)
Discocyclus sella (d'Arch.)

La faune et le faciès indiquent qu'il s'agit incontestablement de Lutétien, surtout supérieur ; il s'agit en outre de faciès qui ne sont connus que dans la « chaîne calcaire » — 80 km plus au N ; *Nummulites aturicus* est en effet, d'après J. Flandrin (1948), une espèce caractéristique de la chaîne calcaire ; l'abondance d'*Assilina exponens* et d'*Orbitolites complanatus*, qui, d'après le même auteur, ne seraient fréquentes que dans la province littorale, confirme cette conclusion.

OLIGOCENE faciés "BOGHARI", affleurements T gisement de Lépidocyclines.

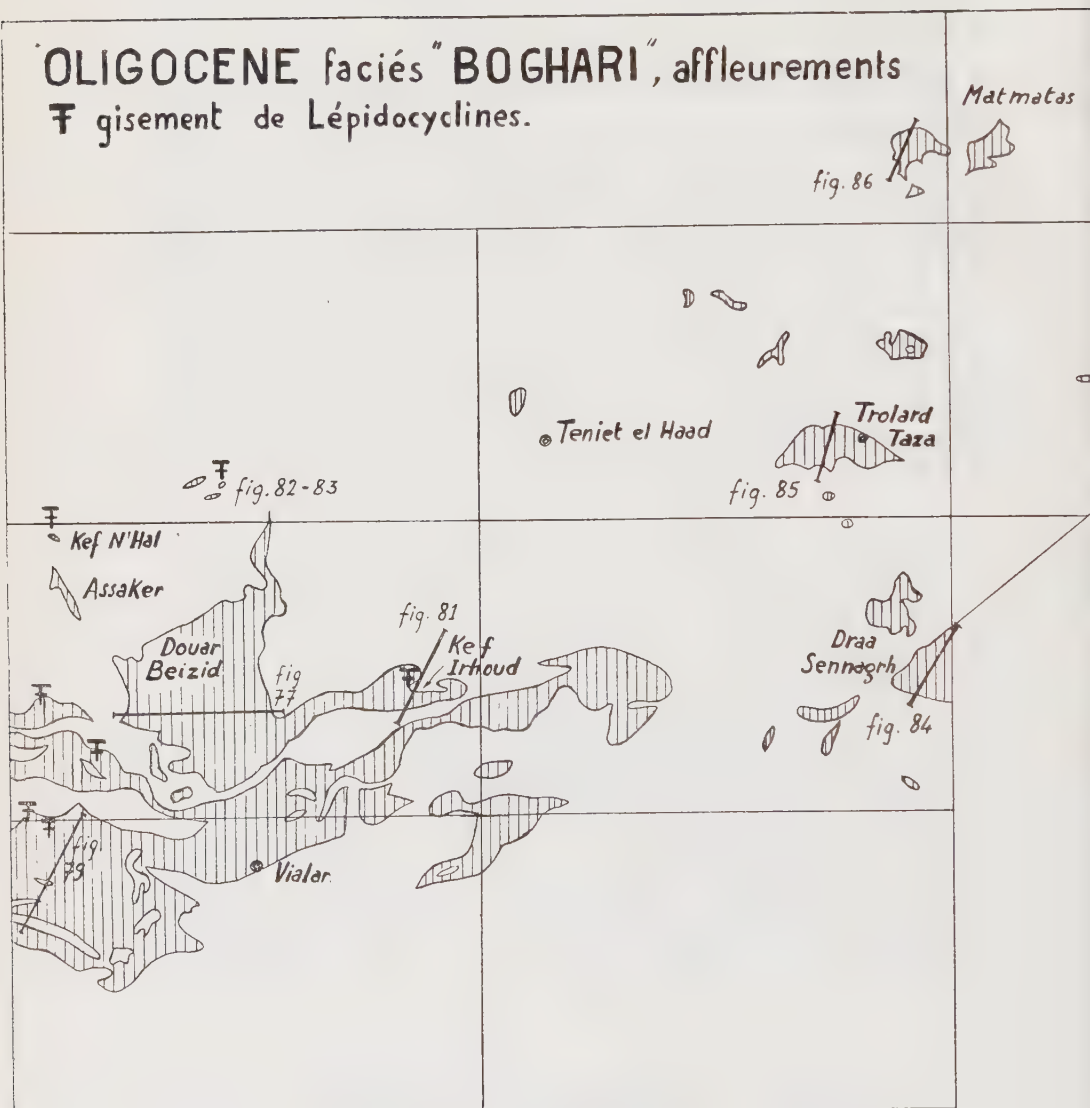


Fig. 76

L'OLIGOCÈNE

On ne distingue plus à l'Oligocène que deux faciès principaux, radicalement différents l'un de l'autre ; le faciès le plus méridional, apparaissant dans la nappe B, est essentiellement marneux ; le faciès le plus septentrional, celui de la nappe C, est essentiellement gréseux.

Le faciès de la nappe B est très répandu plus à l'W en Oranie, et plus à l'E dans le Titteri (région de Boghari), d'où le terme de faciès « Boghari » ou « oranais » qu'on lui applique souvent.

Le faciès de la nappe C est commun dans toute l'Algérie où tous les géologues lui ont longtemps appliqué, faute de pouvoir le dater avec précision, le terme de « Numidien ».

Chacun des deux faciès est bien daté par les même Lépidocyclines et Miogypsines.

Bref historique.

Après les hésitations des anciens auteurs qui attribuèrent l'Oligocène du Kef Irhoud à l'Éocène ou « Suessonien » (Pomel 1885), M. Dalloni fut le premier à montrer l'extension de l'Oligocène dans l'Ouest algérien (1916) et c'est à cet auteur que l'on doit le terme de faciès « oranais » ; cet Oligocène n'avait cependant été étudié que plus à l'W ; dans le massif de l'Ouarsenis oriental sa cartographie restait bien inexacte (carte 1/500.000^e Alger-Nord, 1952).

Les principaux affleurements d'Oligocène à faciès « Numidien » avaient par contre, été remarqués ; faute de gisements fossilifères, ils furent cependant attribués d'abord à l'Éocène supérieur par M. Dalloni (1932), puis au Priabono-Oligocène par J. Flandrin (1948), qui n'étudie que très rapidement le Nummulitique de l'Ouarsenis oriental (p. 277 et 296).

C'est tout récemment que la découverte de plusieurs gisements de Lépidocyclines et de Miogypsines nous permit d'attribuer les deux faciès à la moitié supérieure de l'Oligocène (Mattauer, 1955).

L'OLIGOCÈNE A FACIÈS « BOGHARI »

Il s'agit d'une épaisse série essentiellement marneuse, chargée d'intercalations gréseuses et sporadiquement calcaires, rarement

détritique à sa base. Les marnes qu'il est facile de confondre avec celles du Crétacé ou d'autres niveaux tertiaires, offrent une multitude de microfaciès ; elles ne sont jamais typiques car on trouve des marnes gris clair, gris verdâtre, gris-bleu, brunâtres ou verdâtres, bleu-noir à intercalations claires, etc... Il s'agit souvent de marnes grasses à cassure conchoïde et à Foraminifères visibles à la loupe.

Les intercalations gréseuses ou plus rarement calcaires sont beaucoup plus reconnaissables, les grès sont fins, calcaires, souvent friables, jaunâtres, et ont un cachet légèrement différent des grès miocènes ; leur puissance varie du décimètre à la dizaine de mètres ; quelquefois on observe de minces passées gréso-quartziteuses à patine brune (avec « ripple-marks » et pistes) qui donnent à la série une allure de flysch. Mais ce sont les intercalations calcaires ou détritiques qui sont les plus typiques ; elles sont malheureusement rares ; on y trouve toujours des Lépidocyclines qui, dans l'Ouarsenis, n'ont jamais été rencontrées ailleurs que dans l'Oligocène ; ces calcaires sont souvent très détritiques et glauconieux. Signalons un dernier faciès : celui des grès glauconieux passant à de véritables glauconites ; il se retrouve avec les mêmes caractères dans le Miocène inférieur.

En dehors du gisement célèbre du Kef Irhoud apparaissant dans un faciès très particulier et unique pour la région, on ne rencontre que très peu de macrofaune ; seuls les bancs glauconieux contiennent des dents de Poissons, de rares Brachiopodes et quelques Polypiers isolés.

C'est donc surtout la microfaune qui fut utilisée ; elle est généralement abondante et caractéristique, se distinguant nettement de celles de l'Éocène et du Miocène. J. Magné a attribué à l'Oligocène les associations micropaléontologiques suivantes :

— Plancton :

- Globigerina venezuelana* H. (très fréquents)
- *dissimilis* (C. et B.)
- Globigerinoides triloba* (R.) (rare)
- cf. *trilocularis* (d'Orb.?) (assez rare)
- Globorotalia mayeri* C et E. (assez rare)

— Benthos :

- Cibicides basnaensis* R.
- *cicatricosus* (Schwager)
- — var. *maioricensis* C.
- Anomalina illingi* (N.)
- cf. *dorri* C.

- Planulina marialana* H.
 — *renzi* C. et S.
 — cf. *wuelstorfi* (Schwager)
Uvigerina cf. *havanensis* C. et B.
 — *longa* var. *densicostata* C. et B.
 — cf. *auberiana* d'Orbigny
Gyroidina altispira C. et S.
 — *girardana* var. *perampla* C. et S.
Eponides umbonatus (Reuss)
Siphonina pulchra Cushman
Osangularia mexicana (L.)
Lenticulina sp.
Chilostomella cf. *oolina* Schwager
Pleurostomella brevis Schwager
Sphaeroidina variabilis Reuss
Pullenia bulloides (d'Orb.)
Cassidulina subglobosa Brady
Clavulinoides scaboi (H.)
Vulvulina spinosa C.
Cyclammina cf. *cancellata*
Haplophragmoides cf. *carinatum* Cushman et Renz.
Trochammina cf. *globigeriniformis* var. *altiformis* C. et R.
Ammodiscus sp.
Reophax sp.
Rhabdammina sp.
Glomospira sp.
Dorothia sp.
Spiroplectammina sp.
Karrerella sp., etc...

A. DESCRIPTION DE QUELQUES COUPES

1) LE COMPARTIMENT MONOCLINAL OLIGOCÈNE DU DOUAR BEIZID (f. Vialar)

Il est remarquable par sa simplicité structurale, par la puissance de la série oligocène qu'il laisse apparaître et par les faciès qui y apparaissent. Ces faciès peuvent se grouper de la façon suivante (fig. 77) :

- a) **Le faciès gréseux** est caractérisé par l'apparition de gros bancs de grès dans la série marneuse ; ces grès jaunâtres ou brun clair sont friables, de grain fin et homogène, toujours calcaires et souvent sillonnés de pistes. Les bancs atteignent jusqu'à 10 m d'épaisseur mais leur puissance est variable. On observe en effet dans la partie SW du monoclinale une très nette variation de faciès provoquant la disparition des faciès très gréseux du S dans la série essentiellement marneuse du N ; la fig. 78 tente de donner une idée de cette variation qui est bien visible sur les photos aériennes.
- b) **Le faciès marno-gréseux** est le plus fréquent ; il s'agit de marnes de teinte variable, allant du gris clair au brun en passant par des teintes verdâtres, chargées de passées peu puissantes de grès analogues aux précédents.
- c) **Le faciès marneux franc** n'apparaît qu'au sommet de la coupe ; il s'agit de marnes gris clair très pures et conchoïdes, sans aucune

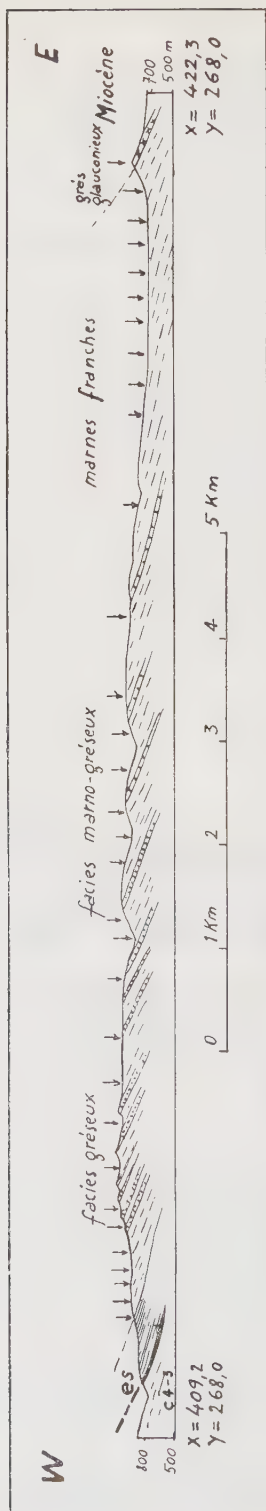


Fig. 77. --- Coupe du compartiment monoclinal oligocène du Douard Beizid. Les flèches indiquent les gisements de microfaune oligocène qui ont été étudiés. C 4-3 : Albien supérieur — Cénomanien ; es : Éocène supérieur.

intercalation détritique ; elles sont très riches en microfaune (qu'on remarque à la loupe sur le terrain) et donnent au paysage un modelé et une teinte caractéristiques.

— *Épaisseur* :

Elle atteint certainement un ordre de grandeur de 2000 m (voir fig. 77) ; l'importance de ce chiffre ne saurait être due à des répétitions tectoniques.

— *Age* :

Plus de 30 prélèvements de marnes ont été effectués (voir fig. 77) ; ils ont tous fourni une microfaune typiquement oligocène ne présentant aucune variation notable depuis les niveaux de base jusqu'à l'extrême sommet.

Rappelons que cet Oligocène repose en apparente concordance sur des marnes datées de l'Éocène supérieur (mais il n'y a peut-être pas continuité de la sédimentation) et sont recouvertes également en concordance par des marnes et des grès glauconieux du Miocène inférieur.

2) L'OLIGOCÈNE DE L'W DE LA FEUILLE DE VIALAR

En dehors des grès miocènes qui forment quelques reliefs, le substratum de la région de Vialar est essentiellement marneux ;

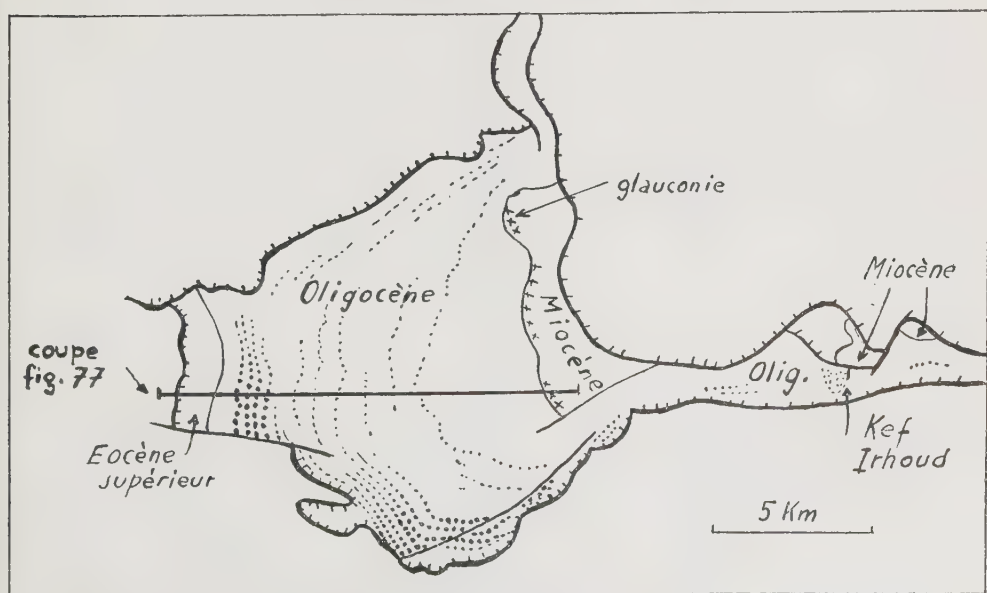


FIG. 78. — Cartographie du compartiment monoclinal oligocène du Douar Beizid avec tracé des principaux bancs gréseux (en pointillés) qui s'épaississent vers le Sud.

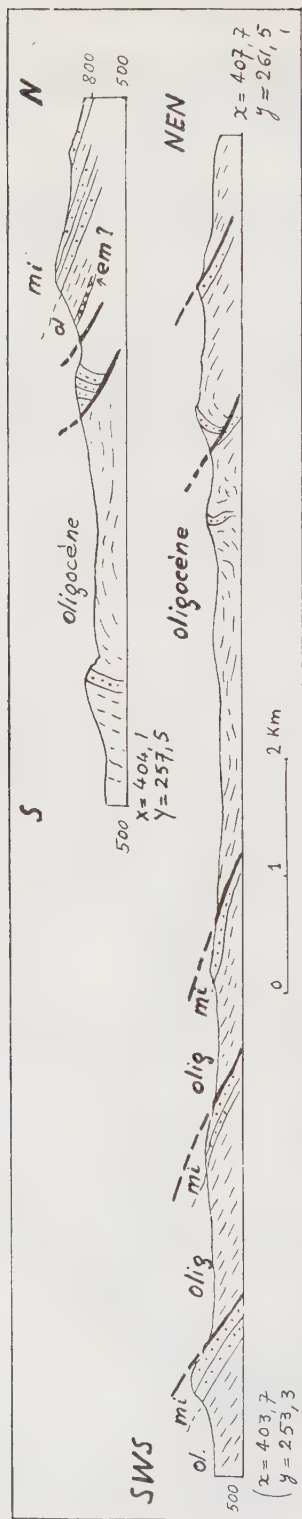


FIG. 79. — Coupe de l'Oligocène de l'W de la feuille de Vialar; em : Éocène moyen; ol : oligocène; mi : Miocène inférieur.

ces marnes affleurent souvent très mal, d'une part parce qu'elles sont recouvertes d'alluvions récentes, d'autre part parce que nous trouvons dans une région à faibles reliefs où l'érosion est peu active. De très nombreux prélèvements effectués dans ces niveaux marneux nous ont toujours fourni une microfaune oligocène.

Il s'agit de marnes grises ou légèrement verdâtres, qui s'altèrent souvent en surface en donnant aux champs une couleur brunâtre claire. Les grès y sont rares ; ils sont très fins, peu puissants et ont une patine plus brune que les grès miocènes. Comme les affleurements sont peu nombreux, les pendages sont rarement visibles et il est difficile de se faire une idée très exacte de la tectonique de cet Oligocène ; mais la présence de grès miocènes interstratifiés dans les marnes nous démontre l'existence de contacts anormaux peu inclinés (fig. 79).

Les calcaires à Lépidocyclines.

Ils n'apparaissent qu'au pied du massif miocène du Djebel Djeziou Quet ($x = 404$, $y = 260$) et de façon sporadique. Il s'agit de calcaires marneux blancs en petits bancs qui sont pétris de Lépidocyclines, d'Operculines et d'Algues ; quelquefois on rencontre une lentille de calcaire franc contenant les mêmes fossiles. En $x = 405,7$ $y = 259,2$ (f. Vialar) et en $x = 404$, $y = 261$ (f. Bourbaki), ceux-ci contiennent (dét. Van de Vlerk) :

Lepidocyclus (*Nephrolepidina*) cf. *ournoueri* Lem. et R. Douv.

Heterostegina heterostegina heterostegina (Silvestri)

Operculina sp.

Un peu plus au N, en $x = 408,9$ $y = 263,7$ des plaquettes de calcaire détritique contiennent (dét. Van de Vlerk) :

Lepidocyclus (*Nephrolepidina*) cf. *ournoueri* Lem. et Douv.,

Rotalia viennoti Greig.,

Gypsina globulus Reuss.,

Rupertia sp.,

Amphistegina sp.,

Operculina sp.

Des plaquettes à Lépidocyclines ont été retrouvées dans la bande oligocène située au N du Djebel Sidi Lassene, en $x = 406,2$ $y = 268,5$. M. Van de Vlerk y a reconnu :

Lepidocyclus (*Nephrolepidina*) cf. *ournoueri* Lem. et Douv.

Miogypsina sp.

Rotalia viennoti Greig.

Heterostegina sp.

3) L'OLIGOCÈNE DU KEF IRHOUD

Célèbre par sa faune d'Échinides, le Kef Irhoud avait déjà été étudié par de nombreux auteurs (Pomel 1889, Dalloni 1916, 1932, Flandrin 1948); nous n'apporterons de notre côté que quelques précisions supplémentaires. On peut relever de bas en haut la succession suivante (fig. 80) :

a) série de marnes verdâtres (vert clair à vert sombre). A la base, on remarque deux gros bancs gris glauconieux d'un vert très foncé, passant à de véritables « glauconites ». Celles-ci sont traversées par des tubulures irrégulières et contiennent des Polypiers isolés dont :

Balanophyllia sp.

Porites sp. (dét. J. Chevalier)

Les marnes associées aux passées glauconieuses ont fourni une abondante microfaune du Sénonien supérieur associée à de rares formes oligocènes. Plus haut, les marnes ne sont plus que faiblement glauconieuses; elles sont pétrées de Foraminifères bien visibles à la loupe; il s'agit d'une microfaune oligocène. Le haut de la série se charge de niveaux grésocalcaires, peu épais, souvent pétris de *Lepidocyclines* (*Nephrolepidina* cf. *tournoueri* L. et D.).

b) série grésocalcaire : la corniche qui forme le sommet même du Kef est formée de grès calcaires, plus ou moins glauconieux et plus ou moins cimentés. Des bancs massifs sont formés de calcaires à débris, compacts, de couleur crème, et pétris de débris de Lamellibranches, d'Échinides et surtout de Macroforaminifères; quant aux niveaux les plus tendres, il s'agit de « glauconites » pétris d'Huitres, Pectinidés, Bryozoaires, Échinides et *Lepidocyclines*; un de ces niveaux provoque un replat au milieu de la falaise sur le flanc oriental.

Faune et âge.

Les Échinides qui ont été étudiés par Pomel (1889) puis révisés par J. Lambert (1931), sont les suivants :

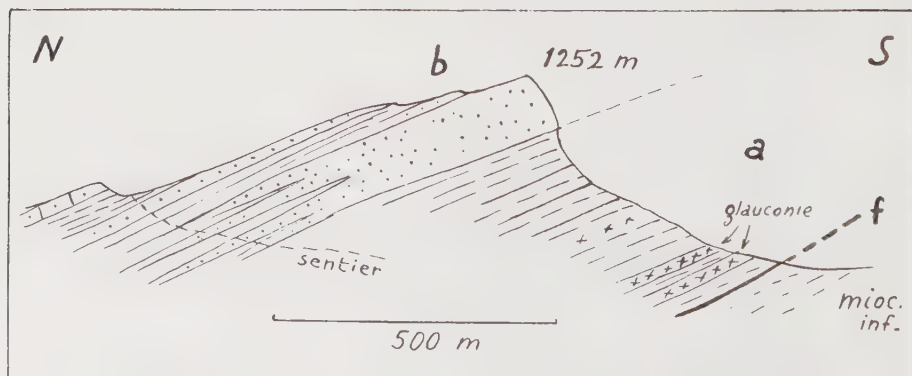


FIG. 80. — Coupe du Kef Irhoud. a et b : voir texte.
Remarquer la variation de faciès.

Amphidetus (Echinocardium) *nummuliticum*, P. et G.
A. dubius P. et G.
Hemipatagus (*Sarsella*) *mauritanicus* Pomel
Brissoides (*Pseudopatagus*) *cruciatu*s (Pomel)
 — — — *hagemulerei* P. et G.
Hemipatagus gauthieri Lambert
Macropneustes abruptus P. et G.
 — — — *elongatus* P. et G.
Pericosmus nicaisei Pomel
 — — — *bisulcus* P. et G.
Schizaster vicinalis Ag.
*Echinanthus badinski*i Pomel
Echinolampas sulcatus Pomel
 — — — var. *nicaisei*, P. et G.
 — — — *florescens* Pomel
Glypeaster alavus Pomel

Parmi les Pectinidés on reconnaît :

Pecten arcuatus Br.

M. Van de Vlerk a reconnu parmi les macroforaminifères que nous lui avons soumis :

Lepidocyclina cf. *tournoueri* L. et D.

Amphistegina sp.,

Rotalia viennoti Greig.

M. Dalloni cite en outre : *Nephrolepidina marginala* et de très petites Nummulites qu'il rapporte à *N. incrassatus* de la Harpe (nous n'avons pas retrouvé cette Nummulite, mais avons par contre rencontré de nombreuses sections d'Amphistégines ressemblant fort à celles des Nummulites).

Nous avons en outre découvert :

Miogypsina (*Miogypsinoidea*) *complanata* Schlumberger (détermination confirmée par C.W. Drooger).

Cette dernière espèce, qui n'est connue que dans la partie supérieure de l'Oligocène (C.W. Drooger), jointe au reste de la faune, nous montre que nous ne sommes pas en présence d'Oligocène inférieur (Stampien) comme on le pensait jusqu'à présent (Flandrin 1948) mais d'Oligocène supérieur, vraisemblablement de Chattien.

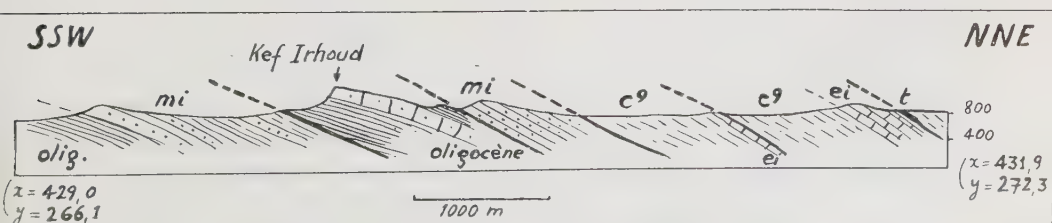


FIG. 81. — Coupe montrant la situation du Kef Irhoud. t : Trias; C9 : Sénonien; ei : Éocène inférieur; ol : Oligocène; mi : Miocène inférieur.

Le caractère exceptionnel du Kef Irhoud.

Le faciès grésocalcaire étudié ci-dessus n'a été rencontré nulle part ailleurs dans l'Ouarsenis oriental. Comme on a souvent tendance à prendre comme type d'étage le faciès le mieux daté, c'est-à-dire le plus fossilifère, ce caractère exceptionnel doit être souligné ; l'Oligocène du Kef Irhoud ne saurait absolument pas être pris comme type de l'Oligocène de l'Ouarsenis oriental.

L'explication de cette singularité peut être aisément trouvée : soit par la tectonique (très complexe comme le montre la figure 81) qui serait responsable du rapprochement de deux faciès déposés dans des régions initialement éloignées l'une de l'autre ; soit par l'allure transgressive du Miocène inférieur qui aurait respecté ici des faciès érodés ailleurs, soit plus vraisemblablement par l'intervention simultanée des deux phénomènes.

Il faut d'ailleurs, remarquer que des variations de faciès affectent l'affleurement réduit du Kef Irhoud lui-même ; lorsqu'on observe le flanc W, on constate en effet que la barre grésocalcaire supérieure, très compacte sous le sommet, se noie vers le N dans une série beaucoup plus marneuse, où les calcaires massifs ont disparu (voir fig. 80) et où l'on trouve surtout des niveaux à Lépidocyclines.

4) LES FACIÈS DÉTRITIQUES DE LA FEUILLE D'EL MEDDAD

L'Oligocène qu'on croyait localisé à la bordure sud-tellienne, où la mer aurait formé un golfe très allongé (Dalloni 1917) se retrouve à l'intérieur même du Tell, dans des situations tectoniques très complexes qui ne facilitent pas son étude. Il y présente des faciès de base grésocalcaires bien différents de ceux observés dans la bordure sud-tellienne.

a) L'Oligocène du Kef N'Hal (f. Bourbaki, voir fig. 17).

Au milieu du flysch albien qui entoure le chicot jurassique du Kef N'Hal, on remarque en $x = 406$, $y = 279,9$ une barre marnocalcaire et gréseuse d'environ 30 m de puissance ; il s'agit de grès-calcaires très fins, légèrement argileux et feuilletés, à patine jaunâtre, qui contiennent de petits galets de marnes et de rares Foraminifères. Il s'y intercale de petits bancs de calcaires gris-noir à Lépidocyclines, appartenant, d'après M. Van de Vlerk, à *Lepidocyclina* (*Nephrolepedina*) cf. *tournoueri* L. et D. ; on remarque en outre en plaque mince de nombreux microforaminifères, des tests de lamellibranches et de rares grains anguleux de quartz.

b) L'Oligocène de l'Oued Fodda (fig. 82 et 171).

Deux bons gisements fossilifères apparaissent en bordure de l'Oued Fodda, à la partie méridionale de la feuille d'El Meddad.

En $x = 417,4$ $y = 283,4$ on peut facilement étudier les niveaux de base de l'Oligocène (fig. 82) qui repose ici sur l'Albien dont il est peut-être séparé par un contact anormal et qui débute par 20 m environ de marnes gris-bleu gréseuses, ayant fourni une microfaune oligocène ; au sommet, les marnes deviennent glauconieuses et se chargent de lentilles calcaires.

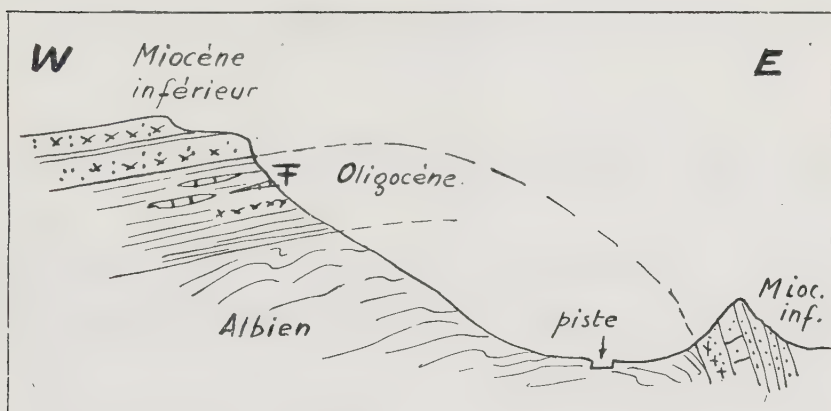


FIG. 82. — Coupe de l'Oligocène de l'Oued Fodda ($x = 417,4$, $y = 283,4$).

Celles-ci sont constituées par un agrégat de très nombreux macroforaminifères (surtout *Lépidocyclines*) et des débris d'Algues noyés dans un ciment légèrement glauconieux ; la teinte verte de la glauconie, celle blanche ou grise des Algues, et celle brun foncé de certains macroforaminifères donnent à la roche un aspect coloré très caractéristique. M. Van de Vlerk y a reconnu :

Lepidocyclina (Nephrolepidina) cf. tournoueri L. et D.

Amphistegina sp.

Heterostegina sp.

Un banc de grès glauconieux très détritiques, localement conglomératiques, surmonte cet ensemble marneux ; on y trouve de nombreux débris de *Pecten*, d'Huîtres et de Bryozoaires ; il s'agit probablement de Miocène inférieur.

En $x = 417,0$ $y = 282,7$ on retrouve des niveaux analogues, mais toujours dans des conditions structurales complexes (voir

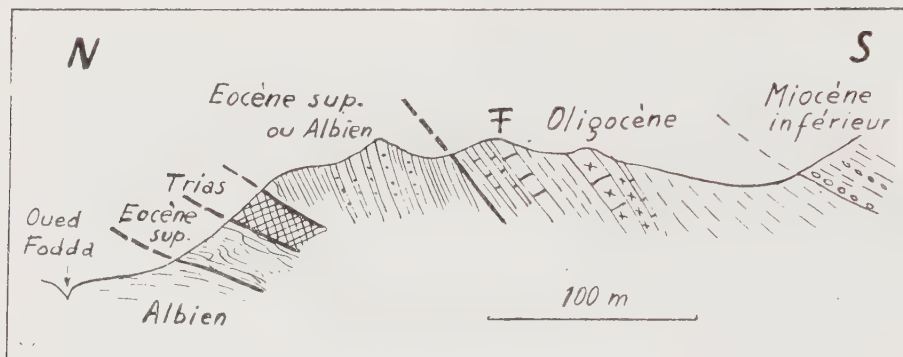


FIG. 83. — Situation de l'Oligocène fossilifère de l'Oued Fodda
(en $x = 417, 0$, $y = 282, 7$) voir texte.

fig. 83). Au-dessus d'une série de marnes noirâtres sillonnées de grès-quartzites verdâtres (Albien ou Éocène moyen et supérieur), on rencontre :

2 à 3 m de marno-calcaires feuilletés, gréseux, à patine claire passant au sommet à

50 cm de calcaire à cassure noirâtre, pétri de *Lepidocyclus* ; M. Van de Vlerk y a reconnu :

Lepidocyclus cf. *turnoueri* L. et D.

Amphistegina sp.,

Heterostegina sp.

2 m de marnes noirâtres légèrement glauconieuses,

1 m de calcaire glauconieux, plus ou moins en plaquettes, à débris d'Huîtres,

marnes gris clair, feuilletées, à rognons calcaires ayant fourni une microfaune à cachet oligocène.

Au-dessus apparaissent des conglomérats appartenant très probablement au Miocène inférieur.

5) LES FACIÈS MARNO-GRÉSEUX DU DRAA SENNAGRH

(f. Taine ; fig. 84)

Les vastes affleurements de cette région (centre en $x = 466$, $y = 270$) donnent une excellente idée de l'Oligocène à faciès mixte ; les marnes gris clair ou gris verdâtre, riches en microfaune, donnent au paysage des teintes claires bien reconnaissables sur photos aériennes ; elles contiennent de très nombreux petits bancs de grès calcaire très fin, à cassure et à patine brunâtres ; comme ces niveaux durs ne dépassent pas 1 m environ de puissance et qu'ils sont toujours noyés dans une série marneuse, ils ne provoquent que la formation de crêtes assez molles. Cette série ne contient aucune macrofaune ; les bancs de grès montrent les curio-

sités sédimentologiques qui sont la règle lorsqu'on est en présence d'un contact grès-marnes ; parmi les « hiéroglyphes », on rencontre des *Paleodyction*.

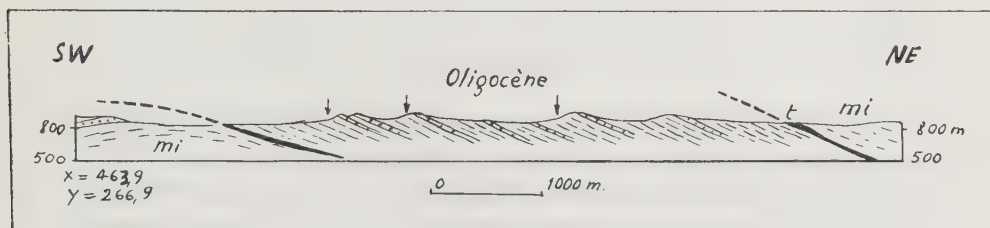


FIG. 84. — Coupe de l'Oligocène du Draa Sennagh. Les flèches indiquent les gisements de microfaune ; t : Trias ; mi : Miocène inférieur.

6) LÉS MARNES OLIGOCÈNES DE TROLARD TAZA

(SW f. Teniet el Haad ; fig. 85)

Elles constituent un très bon exemple du faciès marneux à l'état presque pur. Ce n'est en effet que très localement qu'on rencontre de petits bancs de grès-calcaires fins à patine jaunâtre, par exemple en $x = 457,6$ $y = 284,8$. Ailleurs, il s'agit de marnes souvent verdâtres ou gris noirâtre, contenant quelquefois des rognons calcaires, des passées de grès fin verdâtres et de la glauconie. En $x = 459$, $y = 286$ des marnes calcaires s'intercalent dans des niveaux gris-bleu à gris-noir et donnent à la série une allure rayée.

Seule la microfaune permet de séparer ces marnes, dont la puissance atteint certainement plusieurs centaines de mètres, de celles du Miocène inférieur sous-jacent et du Crétacé situé au-dessus.

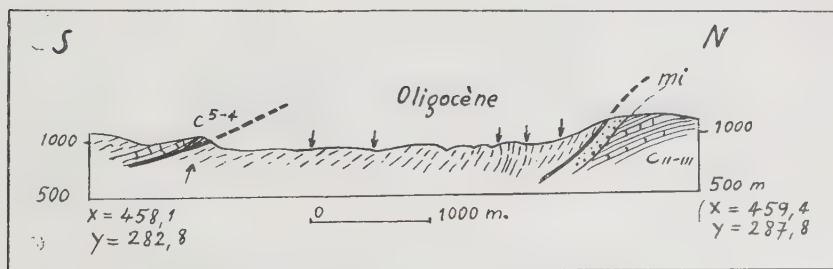


FIG. 85. — Coupe de l'Oligocène de Trolard Taza.

Les flèches indiquent les gisements de microfaune.

CII-III : Barrémo-Aptien ; C5-4 : Cénomanien ; mi : Miocène inférieur.

Une vingtaine de prélèvements effectués dans la seule bande oligocène des environs de Trolard Taza (voir f. 1/50.000 de Teniet el Haad où les gisements de microfaune ont été reportés), a toujours fourni une microfaune typiquement oligocène.

7) L'OLIGOCÈNE DE L'OUED AZOUZ

(f. Teniet el Haad)

A 5 km au SE de Marbot, on retrouve un Oligocène marneux qui apparaît toujours à l'occasion d'accidents tectoniques compliqués, puisqu'il repose sur du Miocène inférieur et est recouvert de Sénonien. Il s'agit de marnes de teinte vert clair-citron dont le faciès n'a été que rarement retrouvé ailleurs. Quatre prélèvements de marnes (marqués sur la feuille géologique au 1/50.000 de Teniet el Haad) ont fourni une microfaune oligocène.

8) L'OLIGOCÈNE DU BASSIN DES MATMATAS

(E. f. Pont du Caïd et SW f. Sidi Madjoub)

La cartographie des terrains crétacés et tertiaires de cette région a subi de nombreuses vicissitudes. En 1900, Ficheur attribue à la formation des « grès de Boghari » la « barre rocheuse des Kifan ». En 1939, M. Dalloni confirme (p. 27) ce diagnostic (en réalité la barre rocheuse en question appartient au Miocène inférieur). En 1938, la carte géologique au 1/500.000 Alger-Nord, figure une grosse tache d'Oligocène; en 1948, J. Flandrin attribue cet Oligocène au Miocène et au Crétacé (p. 141).

Le levé détaillé de cette région joint à l'emploi de la microfaune, nous a montré que les affleurements oligocènes étaient très abondants.

Il s'agit d'un Oligocène essentiellement marneux à intercalations glauconieuses peu abondantes. Une bonne coupe partielle peut être relevée sur la rive droite de l'oued Deurdeur (fig. 86);

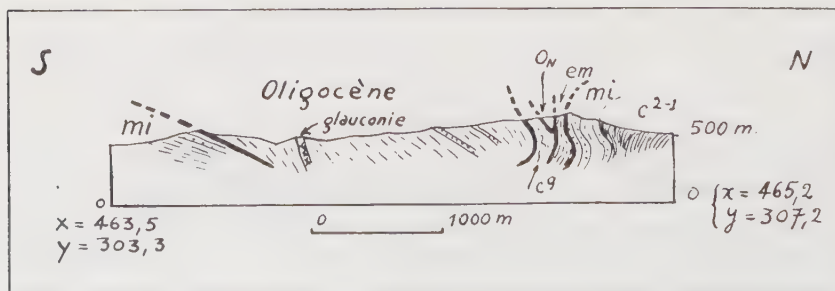


Fig. 86. — Coupe de l'Oligocène des Matmatas;
C2-1 : Albien; C9 : Sénonien; em : Éocène moyen; On : Oligocène à faciès numidien;
mi : Miocène inférieur.

elle donne une idée des complications tectoniques de la région et par là-même de la précision des renseignements que l'on peut en tirer.

Les faciès de marnes verdâtre clair légèrement citron, sont fréquents. Des bancs de plusieurs mètres de « glauconite » s'y intercalent, par exemple en $x = 463,8$, $y = 304,8$; ailleurs ce sont généralement des grès-calcaires fins, en petits bancs, à patine brunâtre, et souvent glauconieux.

L'Oligocène du bassin des Matmatas présente, en un mot, des faciès analogues à ceux connus dans la bordure sud-tellienne ; bien qu'il s'agisse de la zone d'affleurements la plus septentrionale de la région étudiée, on n'y constate aucune modification de faciès.

B. CONCLUSIONS STRATIGRAPHIQUES

Lithologie.

L'Oligocène à faciès « Boghari » offre une unité lithologique remarquable sur toute l'étendue du territoire étudié. Il s'agit d'une série marneuse, où l'on rencontre des intercalations de faciès et de développement très variables : les grès, toujours très fins, envahissent quelquefois une partie de la série (monoclinal du Douar Beizid), mais n'offrent habituellement qu'un développement très réduit ; la glauconie, très souvent présentée à l'état de traces, arrive à former, mais rarement, des bancs de plusieurs mètres ; les calcaires, enfin, restent très rares, peu puissants et lenticulaires. Un seul affleurement gréso-calcaire est important, c'est celui du Kef Irhoud, qui, avec sa célèbre faune d'Échinides, n'est qu'une exception.

Âge.

La seule macrofaune connue, celle du Kef Irhoud, ne donne aucun renseignement précis. La microfaune indique « oligocène » sans plus de précision. Les macroforaminifères (Lepidocyclines, Miogypsines), permettent par contre d'individualiser un Oligocène plutôt élevé, vraisemblablement le Chattien.

L'absence d'Oligocène inférieur est donc possible mais non prouvée.

Limite inférieure.

Il est impossible de savoir si une lacune sépare le sommet de l'Éocène supérieur de la base de l'Oligocène. Une seule chose est certaine : les deux séries sont, en certains points, concordantes

sans montrer aucune discontinuité nette ; mais la présence dans l'Oligocène de microfaunes sénoniennes remaniées et de galets de quartz et de silex, suggère que des mouvements se sont produits au moins en bordure du bassin.

Limite supérieure.

Comme il y a parfois sédimentation continue de l'Oligocène au Miocène, il est logique de penser que, au moins localement, la partie supérieure de l'Oligocène tout entière est représentée.

Épaisseur.

Le maximum mesurable atteint 2000 m. Il est possible, mais absolument pas prouvé, que cette épaisseur soit exceptionnelle.

L'OLIGOCÈNE A FACIÈS « NUMIDIEN »

Une épaisse série, argileuse à la base et gréseuse au sommet, correspond dans l'Ouarsenis comme dans la plus grande partie de l'Algérie, au faciès « Numidien ». Le complexe argileux de base est difficile à séparer de son substratum de Crétacé à faciès flysch avec lequel il avait toujours été confondu ; il donne aux affleurements des teintes criantes (lie de vin, verdâtre) et un aspect bien particulier qui attire vite l'attention. Le complexe gréseux supérieur, très épais puisqu'il atteint plusieurs centaines de mètres, est encore plus caractéristique : ses gros bancs de grès, dont les éléments et le ciment sont uniquement quartzeux, et qui sont parfois très grossiers (galets de plus d'un centimètre) ne peuvent être confondus avec aucun autre niveau de la région.

Les grès numidiens forment l'ossature d'importants massifs (celui de la forêt des Cèdres atteint 1787 m) dont les imposantes falaises gréseuses dominant toujours un substratum formé de Crétacé et de Tertiaire très marneux, et fortement raviné. La seule juxtaposition de ces deux faciès (marnes claires du substratum et épaisses séries quartzeuses à patine sombre du « Numidien ») donne l'impression d'un terrain exotique. Il est facile de démontrer que cette impression est une réalité ; le « Numidien » caractérise en effet la nappe C.

Les terrains « numidiens » de l'Ouarsenis central sont, comme tous ceux de l'Algérie, presque azoïques. Nos prédécesseurs n'y avaient jamais trouvé de fossiles ; ils attribuaient de ce fait le

« Numidien » soit à l'Éocène supérieur (M. Dalloni, 1936), soit au Priabono-Oligocène (Flandrin, 1948) ; grâce à la découverte de quelques gisements fossilifères, nous avons pu montrer qu'il s'agissait en réalité de Crétacé et d'Oligocène supérieur.

A. DESCRIPTION DES FACIÈS

Les faciès du Numidien restent très homogènes sur toute l'étendue du territoire étudié. Partout se retrouvent les deux mêmes subdivisions lithologiques essentielles : argiles basales et série gréseuse. Nous les décrirons rapidement.

1) LA SÉRIE ARGILEUSE DE BASE

Il s'agit des classiques « argiles numidiennes », qui donnent aux affleurements des teintes vives bariolées très caractéristiques, allant du lie de vin au verdâtre ; ces argiles sont toujours feuilletées et souvent chargées de nodules friables brun-noir ou rouge violacé ; il n'est pas rare d'y rencontrer des corps ferrugineux oblongs dont la surface est tapissée de petites pustules ovoïdes ; de tels *problematica* ont été nommés *Tubotomaculum* par M. R. Richter et ont été signalés dans les argiles « numidiennes » du Constantinois (M. Durand Delga, 1955, p. 362). Le meilleur gisement de ces *Tubotomaculum* est situé sur la f. Bourbaki, en $x = 429,1$ $y = 278$.

Il est fréquent de trouver, au sein des argiles, des filons de calcite fibreuse, parallèles à la stratification, mais leur faciès est tout différent des filons si fréquents dans les marnes du Crétacé et de l'Éocène.

Leur couleur est d'abord toujours d'un gris sale, légèrement violacé ; l'agencement des fibres de calcite montre qu'il s'agit toujours de « beef » (Denayer 1952) ; mais le film médian si constant dans le « beef » du Crétacé ou de l'Éocène est ici très peu net. Quelquefois apparaît une structure « cone in cone ». En dehors des filons d'épaisseur constante, on rencontre très souvent des masses ovoïdes dont les fibres de calcite sont perpendiculaires aux parois ; il n'existe alors aucun film médian, mais on retrouve la structure « cone in cone ». Un bon gisement de ces filons et nodules de calcite fibreuse se trouve en $x = 457,0$ $y = 279,9$ (f. Taine).

Mais les intercalations les plus intéressantes sont les suivantes :

a) *grès-quartzeux micacé*, de couleur jaune sale, en bancs peu épais (de l'ordre du mètre). Ce faciès est rare, et très lenticulaire ; mais c'est le seul qui nous ait fourni des macroforaminifères non remaniés.

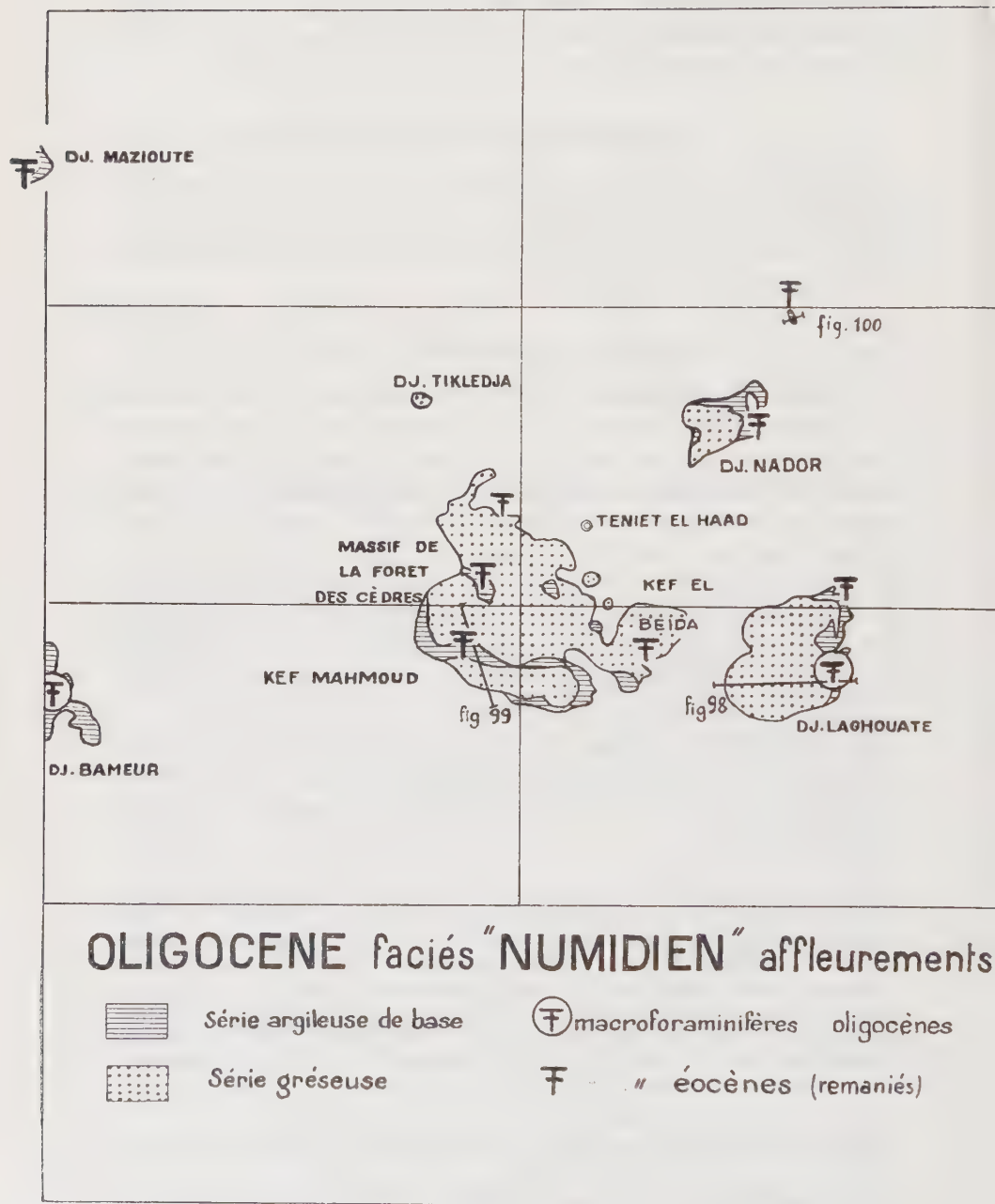


Fig. 87

En $x = 456,4$ $y = 275,6$ (f. Taine) et en $x = 403,5$ $y = 273,6$ (f. Bourbaki), ils sont en effet pétris de lépidocyclines. M. Van de Vlerk y a reconnu :

Lepidocyclina tournoueri Lem. et D.,
— (*Eulepidina*) *dilatata* (Michelotti),
Rotalia Viennoli Grey,
Amphislegina sp.,
Heterostegina sp.

Le premier gisement contient en outre :

Miogypsina (*Miogypsinoïdes*) *complanata* Schlumb (dét. confirmée par C.W. Drooger).

Tous ces macroforaminifères indiquent qu'il s'agit d'un Oligocène élevé, vraisemblablement de Chattien.

b) *Grès-quartzites* à grain très fin et homogène, de couleur noire ou verdâtre et prenant souvent une patine violacée. Il s'agit habituellement de petits bancs, de l'ordre du décimètre ; ils sont relativement peu abondants. Leur surface inférieure est très fréquemment couverte de « figures de charge et de fluxion » et de « moulures coniques » (voir p. 249 et suivantes).

c) *Les microbrèches calcaires* ; elles sont rares, peu épaisses (de l'ordre du décimètre), mais très caractéristiques. Il s'agit toujours d'un agrégat de macroforaminifères plus ou moins roulés et cassés, associés à très peu de galets calcaires ; la plupart des macroforaminifères sont remaniés car ils appartiennent à des espèces éocènes ; on y rencontre spécialement des Nummulites, et des Orthophragmines du Lutétien supérieur. La couleur des microbrèches est généralement gris clair ; ce n'est que rarement qu'un ciment ferrugineux leur donne une teinte brune ; la taille moyenne des éléments est de quelques millimètres. On rencontre cependant tous les intermédiaires entre des grès calcaires extrêmement fins à petites Nummulites et des brèches à grandes Nummulites dont la taille dépasse le centimètre. Lorsque le grain est fin, la stratification interne souligne habituellement de nombreux replis formés par des glissements contemporains de la sédimentation. Lorsque la roche est grossière, on y rencontre des galets anguleux de calcaires gris ou jaune clair à grain fin, et de silix blanchâtres.

2) LA SÉRIE GRÉSEUSE

Elle n'est pas uniformément gréseuse car elle se résoud en une multitude de bancs durs, d'une épaisseur moyenne de 10 m, séparés par de minces niveaux plus tendres. Grâce à cette alter-

nance, qui provoque la formation de barres en relief séparées par des vires à pente douce, la structure de tous les massifs numidiens apparaît nettement, soit sur le terrain, soit sur les photos aériennes. Lorsqu'on peut suivre ces barres gréseuses, et il est possible de le faire sur 5 km, sur le flanc SW du Djebel Laghouate (f. Taine), on n'y constate aucune variation notable de faciès ou de puissance.

Les grès ne contiennent que des éléments siliceux ; il s'agit essentiellement de quartz blanc laiteux ou translucide, plus rarement rose ou grisâtre. La taille moyenne des éléments varie considérablement, de quelques dixièmes de mm à plusieurs cm ; la taille moyenne des plus gros grains se situant autour de 1 à 2 mm. Lorsque les galets sont de grosse taille, leurs angles sont toujours émoussés, mais les galets sont loin d'être uniformément arrondis. Le ciment des grès est toujours constitué par un sable très fin ; comme celui-ci se désagrège facilement, les grès sont souvent friables et se résolvent en une arène sableuse quelquefois exploitée en carrière. D'habitude le ciment est légèrement ferrugineux ; il donne au grès une patine brunâtre ; en cassure, les grès sont blanchâtres, ou teintés en jaune et brun par les oxydes de fer.

La taille des éléments des grès numidiens est souvent très homogène sur une forte épaisseur ; il n'est cependant pas rare de rencontrer des passées grossières au milieu de niveaux très fins ; on constate alors le phénomène de « graded bedding » ou « grano-classement » qui permet de savoir si la série est normale ou renversée. Des niveaux argileux s'intercalent toujours entre les barres gréseuses importantes ; ils sont eux-mêmes chargés d'intercalations gréseuses, moins importantes ; on passe alors à un véritable flysch. Les argiles présentent un faciès différent de celui des argiles basales très colorées ; elles sont souvent gréseuses et il s'agit de niveaux gris sale, gris-bleu, quelquefois verdâtres ; il n'est pas rare d'y trouver des débris de plantes ; ce n'est que très rarement que l'on rencontre une pauvre microfaune d'Arénacés ; en $x = 437,8$ $y = 284,55$, (f. Teniet el Haad) J. Magné a reconnu :

Haplophragmoides sp.

Cyclammia sp.

Glomospira sp.

Les surfaces de contact entre les grès et les argiles présentent maintes curiosités sédimentologiques qui seront étudiées en détail.

B. ÉTUDE DE QUELQUES ACCIDENTS DE LA SÉDIMENTATION

Le « Numidien » nous fournit une importante gamme de curiosités sédimentologiques dont l'étude est intéressante à plus d'un

titre. On arrive, en effet, en examinant attentivement les niveaux géseux qui en sont affectés, à distinguer le mur et le toit des bancs ; il devient ainsi possible de savoir, et malgré l'absence de fossiles, si une série est normale ou renversée. Les exemples observés dans le Numidien sont, en outre, particulièrement nets et nombreux ; ils nous permettront de discuter les hypothèses explicatives qui ont déjà été proposées pour des phénomènes de même type ; ils nous ont enfin fourni des types qui n'avaient jamais été décrits.

De très nombreux exemples sont visibles le long de la piste de la forêt des Cèdres, à environ 1 km avant la maison forestière du Rond Point, entre $x = 432,6$ $y = 286,2$ et $x = 432,6$ $y = 286,55$ où nous avons fait la plupart de nos observations.

1) LES MOULURES CONIQUES

On les rencontre très souvent à la base des bancs de grès-quartzites qui s'intercalent dans les argiles numidiennes. Il s'agit de protubérances de formes variées, qui ont souvent une allure de moitié de cône très allongé, comme l'indique la figure 88. Ces cônes se terminent généralement en pointe, mais il n'est pas rare de rencontrer des terminaisons plus ou moins arrondies, massives et asymétriques, qui forment des bourrelets surplombant la surface du banc gréseux. La figure 1 de la planche 3 donne l'allure d'une de ces boursouflures asymétriques.

L'axe de toutes les moulures allongées reste parallèle à une direction sensiblement constante et une fine striation souligne souvent cette direction.

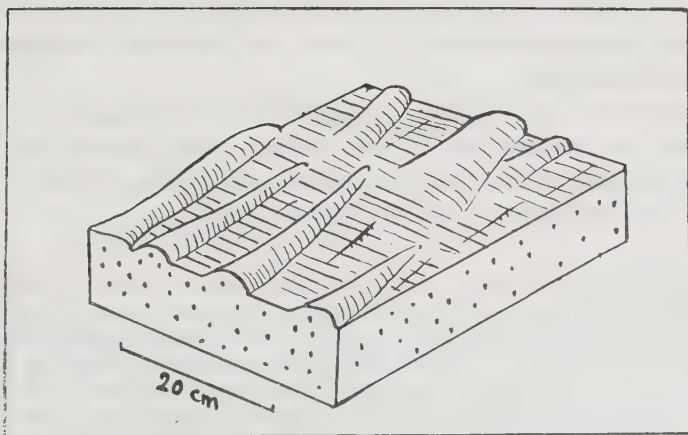


FIG. 88. — Allure schématique des « moulures coniques » accidentant la surface inférieure des bancs de grès-quartzites.

On peut se demander quelle est la signification de ces protubérances ? Un rapide tour d'horizon bibliographique est nécessaire pour essayer d'y répondre. Les auteurs de langue allemande ont signalé depuis très longtemps des formes analogues dans le flysch viennois ; ils leur appliquèrent le terme suggestif de « Zapfenförmige Gefliessmarken », ou « Gefliessmarken » ou « Gefliesswülste » (voir : Kieslinger, 1937, Häntzschel, 1935). Les auteurs américains parlent, avec Schrock (1948, p. 131, fig. 92), de « lobate rill marks ». A. Lombard enfin (1957, p. 369) parle de « figures ou rides de fluxion ».

Ces protubérances coniques avaient donc déjà été remarquées dans de nombreuses régions ; mais le désaccord le plus complet subsistait sur leur signification. Les premiers auteurs autrichiens pensaient que ces renflements se trouvaient à la *partie inférieure* des bancs de grès-quartzites ; mais une opinion opposée fut soutenue par Kieslinger et Häntzschel ; d'après ces derniers, les moulures se trouveraient toujours à la *partie supérieure* des bancs ; elles seraient dues à des écoulements boueux faits à l'air libre (Kieslinger 1937). Les auteurs américains soutiennent au contraire avec Schrock que ces figures caractérisent la base des bancs. O.H. Schindewolf et A. Seilacher (1955) viennent d'émettre un avis analogue à propos d'empreintes découvertes à la base de bancs de Cambrien qu'il est impossible de renverser.

Toutes les observations que nous avons pu effectuer de notre côté montrent que ces protubérances caractérisent la base des bancs ; elles ont en effet été retrouvées dans de très nombreuses formations de structure simple (flysch crétacé et miocène) où il est tout à fait impossible de voir des séries renversées. Tous les accidents de sédimentation qui leur sont associés, militent enfin dans le même sens.

Il faut donc considérer ces protubérances comme la contre-empreinte de cavités qui accidentaient le fond vaseux sur lequel se sont déposés les sédiments gréseux ; il ne s'agit donc pas de « figures de fluxion » ou de « Gefliessmarken ».

Le seul examen des sections de ces boursoufflures montre d'ailleurs que notre explication est très vraisemblable. On remarque en effet que la stratification fine du grès-quartzite est coupée en biseau par les parois des protubérances (fig. 89). Or, il est bien évident que si la protubérance en question s'était formée par glissement, la stratification interne devrait être plus ou moins tourbillonnaire et grossièrement parallèle à ses parois. Cette structure démontre en outre qu'il ne s'agit pas de simples « figures de charge et de fluxion » dues au poids du grès s'enfonçant dans un fond vaseux, car dans ce cas on devrait rencontrer une structure interne contournée.

Il faut donc admettre qu'une cavité creusée dans un fond vaseux a été remplie par une arrivée gréseuse ; comment se sont formées ces cavités ? L'hypothèse de vagues de tempête ou plus probablement de courants, nous semble fort acceptable ; une telle hypothèse peut seule expliquer le parallélisme à peu près constant entre toutes les moulures, ainsi que les fines striations parallèles qui s'y associent toujours ; mais contrairement à ce que suggère R. Schrock (1948, p. 131) nous pensons qu'il ne s'agit pas nécessairement de formations de plage ; il est fort possible que les cavités coniques se soient formées à une notable profondeur. L'arrivée de grès sur le fond vaseux irrégulièrement troué a souvent été suivie de réajustements et de glissements locaux, probablement dus à de légères différences de charge, comme le montre la figure 89 où la stratification dessine de petits replis intraformationnels ; des figures de charge et de fluxion peuvent donc perturber l'allure initiale.

Les protubérances coniques caractérisent donc pour nous comme pour de nombreux autres auteurs, la base des bancs de grès-quartzites ; elles fournissent un excellent critère de polarité.

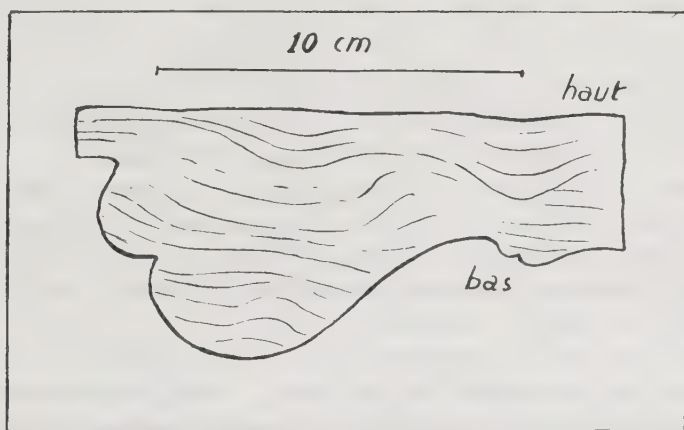


FIG. 89. — Section de la moulure conique de la fig. 1 de la planche 3 montrant la stratification interne.

2) LES MOULURES ARRONDIES OU FIGURES DE CHARGE ET DE FLUXION

(fig. 1 et 2 de la planche 4)

Nous appliquons ces termes à toutes les protubérances plus ou moins arrondies qui accidentent la partie inférieure de nombreux

bancs gréseux ; la convexité de ces boursoufflures est toujours tournée vers le bas ; leur disposition évoque une masse plastique figée ; on ne remarque aucune direction privilégiée. Lorsqu'on examine la stratification des grès, on remarque qu'elle est souvent, au voisinage des boursoufflures, extrêmement contournée et plus ou moins parallèle à la surface des renflements ; cette disposition nous prouve que ces protubérances se sont formées alors que les sédiments étaient encore hydroplastiques ; elles sont donc contemporaines ou subcontemporaines du dépôt. Tous les auteurs s'accordent pour penser que ces boursoufflures sont essentiellement dues à la gravité et à la fluxion ; le mécanisme invoqué est simple : des grès se déposent brusquement sur une vase molle, non consolidée, qui constitue un substratum fluant ; si la vase est suffisamment plastique, et à partir d'une certaine charge, les grès vont s'enfoncer irrégulièrement sous le simple effet de la gravité ; la surface vase-grès va être déformée ; si le mouvement s'accroît, un déplacement latéral des grès s'ajoutera à son enfoncement et on aboutira à des « figures de charge et de fluxion » plus ou moins complexes.

C'est pour évoquer ce mécanisme que R. Schrock (1948) parle de « flow cast » (voir ses fig. 117-118) ; Ph. H. Kuenen parle de son côté de « load casting », pour insister sur le rôle de la gravité. A. Lombard parle (1957, p. 369), de « figures de charge ». Nous pensons qu'il faut parler plus généralement de « figures de charge et de fluxion » puisque gravité et écoulement ont dû jouer simultanément et ne peuvent que difficilement être séparés.

Comme nos prédécesseurs le signalaient, ces figures sont particulièrement fréquentes et nettes lorsqu'on est en présence d'un contact brutal entre grès et argiles ; les figures 1 et 2 de la planche 4 en sont d'éloquents exemples relevés sur la piste de la forêt des Cèdres ($x = 432,6$ $y = 286,5$).

Mais nous avons remarqué que l'on rencontrait les mêmes figures à l'intérieur même de banc de grès ; elles se produisent habituellement lorsque, à l'intérieur d'un banc gréseux, une sédimentation fine et homogène est brusquement interrompue par une sédimentation grossière elle-même granoclassée, c'est-à-dire affectée de « graded bedding ».

Les figures de charge et de fluxion vont donc de pair avec le granoclassement. La figure 90 en est un excellent exemple. Nous interprétons de la même façon les énormes protubérances souvent hémisphériques que l'on rencontre dans la masse même de banc gréseux épais (fig. 1 de la planche 5).

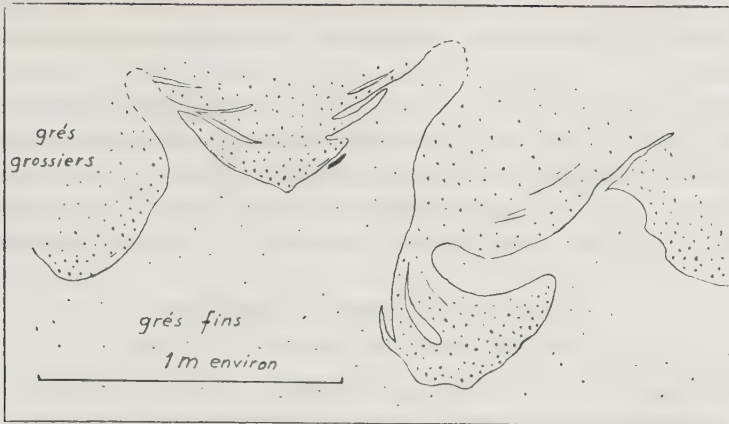


FIG. 90. — Coupe de figures de charge et de fluxion ; grès numidiens du Kef Mahmoud ; $x = 437, 95$, $y = 273, 55$.

3) LES VILLOSITÉS

(planche 6, fig. 2)

De nombreuses bases de bancs, loin d'être planes, sont accidentées par de très nombreuses villosités ; on remarque que les saillies offrent des formes extrêmement variables, généralement arrondies et très irrégulièrement réparties ; leur origine reste douteuse. Les bancs à villosités sont fréquents ; ils fournissent un excellent critère de polarité.

4) LES MOULURES RECTILIGNES

(planche 7, fig. 2)

Elles sont remarquables par leur dimension et leur allure parfaitement rectiligne (planche 7, fig. 2) ; sur une même dalle gréseuse, ces moulures peuvent s'entrecroiser. Il s'agit généralement de rides peu élevées, — quelques centimètres au maximum — qui sont rarement isolées ; leur longueur est quelquefois réduite à quelques décimètres (bas de la fig. 2 de la planche 7). Elles se trouvent toujours à la base de bancs de grès qui reposent sur de l'argile. La seule interprétation qui puisse être retenue pour de telles moulures est la suivante : le fond marin est formé de vases molles ; des courants s'établissent ; grâce à eux les eaux entraînent des corps étrangers (végétaux par exemple) ; ceux-ci, en trainant sur le substratum vaseux, y entaillent des rainures de formes variées, qui sont fonction de la force des courants et de la forme des corps entraînés ; une arrivée gréseuse fossilise ces rainures.

Cette explication a été retenue par R. Schrock (1948, p. 162, 165) qui parle de « groove cast » et par Ph. Kuenen qui parle de « drag marks ».

Cette explication est d'autant plus vraisemblable que, sur la figure 2 de la planche 7 une partie des moulures de la partie médiane gauche évoque parfaitement une base de tronc d'arbre, — quant à la direction variable des moulures, elle s'explique aisément par des directions de courants légèrement variables.

5) LES MOULURES ALLONGÉES

(planche 7, fig. 1 et planche 5, fig. 2)

Elles rappellent les moulures rectilignes, mais sont beaucoup moins régulières, car de nombreux renflements irréguliers s'y superposent. Ces moulures sont manifestement la contre-empreinte d'un réseau de chenaux qui ont été creusés dans un fond vaseux ; c'est pour cela que R. Schrock parle de « groove cast » (1948, p. 164, fig. 122), pour des dispositions tout à fait analogues. Ph. Kuenen emploie le terme de « flow mark ».

Il reste à connaître l'origine de ces chenaux ; il est fort possible que, selon une suggestion de Ph. Kuenen, des courants de turbidité puissent en être responsables. Remarquons d'ailleurs que certaines moulures ne sont probablement que la contre-empreinte de rainures de traînages et il est possible que les cannelures du fond vaseux aient été provoquées à la fois par l'érosion due aux courants et par le traînage d'objets (galets ?) entraînés par ces courants ; la figure 1 de la planche 7 montre que des galets ont existé car il est impossible d'expliquer la genèse des cavités qui parsèment çà et là le banc gréseux (l'une d'elles se trouve à quelques décimètres sous le marteau, l'autre dans le coin inférieur gauche de la photo), sans faire intervenir des galets. Des figures de charge et de fluxion ont en outre très probablement ajouté leurs effets et provoqué la formation de protubérances arrondies plus ou moins régulières ; la chose est certaine sur l'exemple représenté sur la figure 2 de la planche 5.

La genèse de ces moulures est donc probablement complexe puisqu'il faut faire intervenir l'érosion, le traînage, la charge et la fluxion.

6) LES RIDES ET BOURSOUFLURES CANNELÉES

(fig. 2 de la planche 3 et fig. 91)

Elles accidentent, comme toujours, la partie inférieure d'un banc de grès superposé à de l'argile. La figure 2 de la planche 3 en donne

un exemple ; on remarque que les rides sont dissymétriques ; elles sont burinées par de très fines cannelures qui convergent vers l'axe de la ride ; elles se terminent souvent en pointe et arrivent à se superposer les unes aux autres. Il s'agit manifestement de la contre-empreinte de chenaux et rigoles qui accidentaient un fond vaseux ; la disposition des cannelures confirme cette impression, et l'on peut reconstituer la direction de l'écoulement des eaux (de droite à gauche sur la figure 2 de la planche 3). Quelle est l'origine de ces « flow marks » aussi réguliers qui font penser au premier abord à des « ripple marks » ? Des courants sous-marins peuvent être invoqués, mais il est possible que ces rigoles aient été creusées à l'air libre, au cours de phases d'émersion provoquées par exemple par les marées.

Les figures cannelées n'ont pas toujours la forme de rides plus ou moins parallèles ; il arrive qu'elles prennent une forme de patte d'oie et qu'elles soient isolées sur des dalles gréseuses (fig. 91) ; elles prennent même parfois une allure de choux-fleur. Nous pensons qu'il s'agit toujours de moulages de cavités creusées par l'érosion dans un fond vaseux.

7) LES CANNELURES

(fig. 1 et 2 de la planche 8)

La partie inférieure de certains bancs gréseux est sillonnée par de fines rigoles très allongées. Celles de la figure 2 de la planche 8 évoquent un réseau de filets d'eau plus ou moins convergents ;

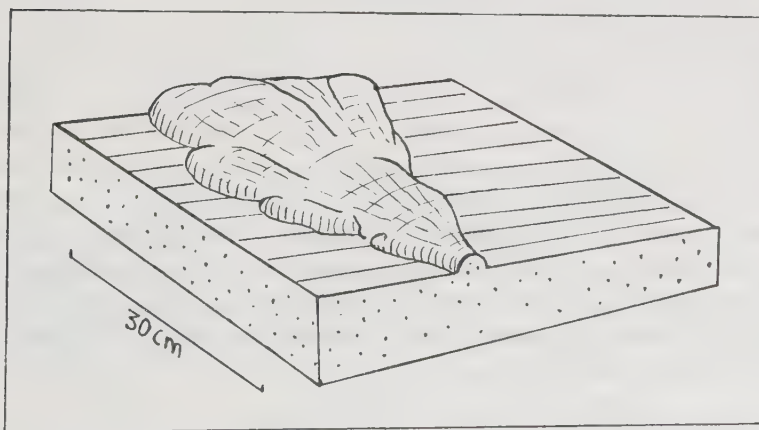


FIG. 91. — Boursoufflure cannelée (contre-empreinte d'une poche creusée dans un fond vaseux) accidentant la partie inférieure d'un banc de grès. Piste de la forêt des Cèdres, x = 432, 6, y = 286, 3.

cette apparence est trompeuse puisque nous sommes en présence d'une partie *inférieure* de banc de grès ; les creux des cannelures ne sont que les contre-empreintes de fines crêtes ; celles-ci sillonnaient un fond vaseux et ont été fossilisées par une brutale arrivée gréseuse ; il s'agirait en somme de minuscules « ripple-marks ». On connaît effectivement de tels exemples ; R. Schrock les qualifie de « swash marks » (1948, p. 128) et sa figure 89 est tout à fait comparable à la figure 1 de la planche 6 ; il s'agirait de crêtes formées par le clapotis des eaux.

On n'a par contre jamais signalé d'exemples se rapprochant de la figure 1 de la planche 8 ; nous admettons, au moins provisoirement, qu'il s'agit toujours de la contre-empreinte de « micro-ripple-marks » ayant sillonné un fond vaseux.

8) LES « RIPPLE-MARKS »

Les bancs à ripple-marks sont rares ; on en observe cependant au bord de la piste des Cèdres ($x = 432,55$, $y = 286,45$), dans la série renversée qui nous a fourni la plupart des curiosités sédimentologiques décrites dans ce chapitre. Les rides se trouvent, par suite du renversement, non pas au sommet, mais à la base d'un banc de grès. La stratification entrecroisée que l'on remarque à l'intérieur du banc, confirme sans ambiguïté que la série est bien renversée.

9) LES PSEUDO-NODULES

Macar a appliqué ce terme à des boules gréseuses noyées au milieu de niveaux argilo-schisteux (1948)¹. Un bel exemple est visible au bord d'une piste (fig. 92) ; la stratification interne des pseudo-nodules est grossièrement parallèle aux parois : des chapeaux de grès grossier s'y ajoutent. On remarque des pseudo-nodules à face supérieure plane, ce qui permet de reconnaître le mur et le toit de la formation ; le granoclassement visible dans le banc gréseux permet d'ailleurs lui aussi d'orienter la formation. Notons qu'il est impossible d'expliquer la genèse de ces pseudo-nodules sans faire intervenir des glissements intraformationnels : ils sont probablement dus au glissement d'un radeau de grès sur un fond vaseux, glissement qui a vraisemblablement été déclenché par des secousses sismiques.

1. Pour plus de détail se reporter à la description des pseudo-nodules de l'Albien (p. 151).

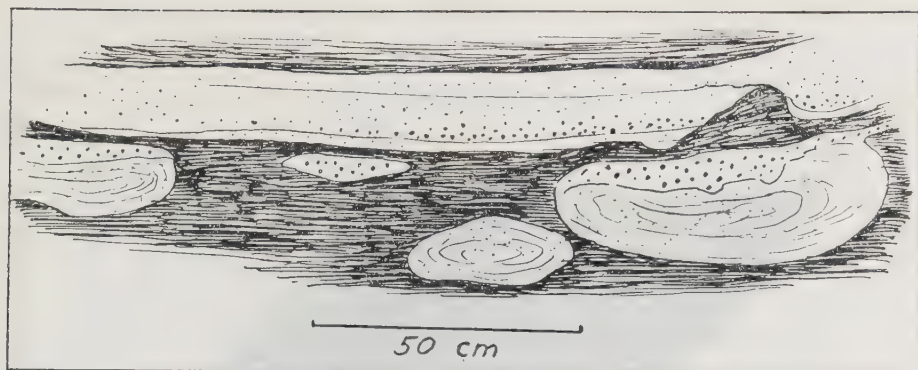


FIG. 92. — Coupe de Pseudo-nodules au bord de la piste en $x = 433,0$, $y = 277,85$.
En noir : argiles ; en pointillé : grès ; la série est normale.

10) LES FILONS CLASTIQUES

Ils sont assez nombreux, mais nécessitent pour être étudiés, des coupes fraîches dans les niveaux argileux, ce qui est rare. Un bel exemple s'observe en $x = 433,0$ $y = 277,85$ (fig. 93), à côté des pseudo-nodules étudiés ci-dessus. Mais les plus nombreux sont visibles dans le talus de la route nationale reliant Teniet el Haad à Vialar vers $x = 439,35$ $y = 277,85$ (f. Taine). Les figures 94 et 95 montrent qu'il s'agit de formes assez aberrantes qui ne permettent guère de discuter les intéressantes conclusions récemment énoncées par Ch. Gottis pour des filons clastiques également « numidiens » de Tunisie (1954).

Ces exemples choisis parmi une multitude d'autres montrent cependant que la sédimentation fut souvent troublée, probablement par des glissements sous-marins, peut-être provoqués par des secousses telluriques.

11) LES GALETS D'ARGILES ET LES POCHES

On remarque en $x = 432,55$ $y = 286,45$ au bord de la piste de la forêt des Cèdres, une poche d'argile située à la partie supérieure d'un épais banc de grès, lui-même recouvert d'argiles chargées de petits bancs de grès. Cette poche, représentée sur la figure 96, semble indiquer sans le moindre doute que la série est normale ; or, les exemples étudiés précédemment nous montrent qu'il n'en est rien, puisque la série est renversée. Il ne s'agit donc pas d'une poche d'un type banal. Essayons cependant d'en expliquer la genèse.

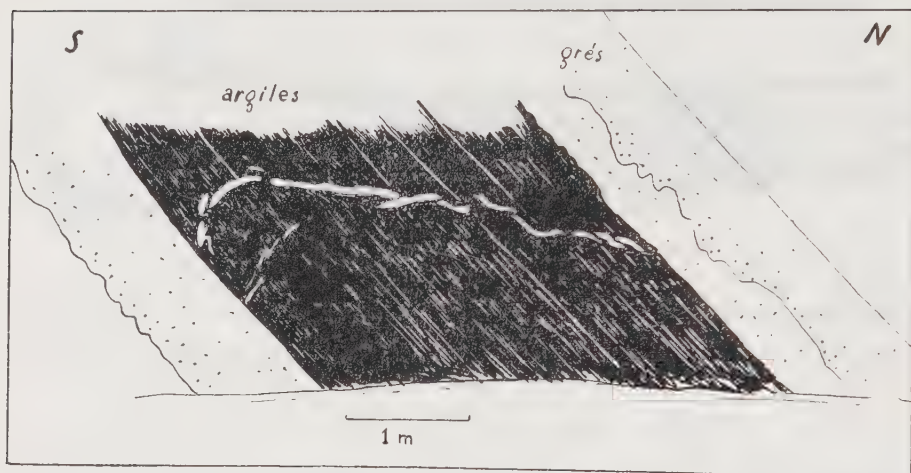


FIG. 93. — Filon clastique traversant des argiles numidiennes en $x = 433, 0$, $y = 277, 85$.
 Noter en outre : le granoclassement dans les grés ; les figures de charge et de fluxion
 qui les affectent.

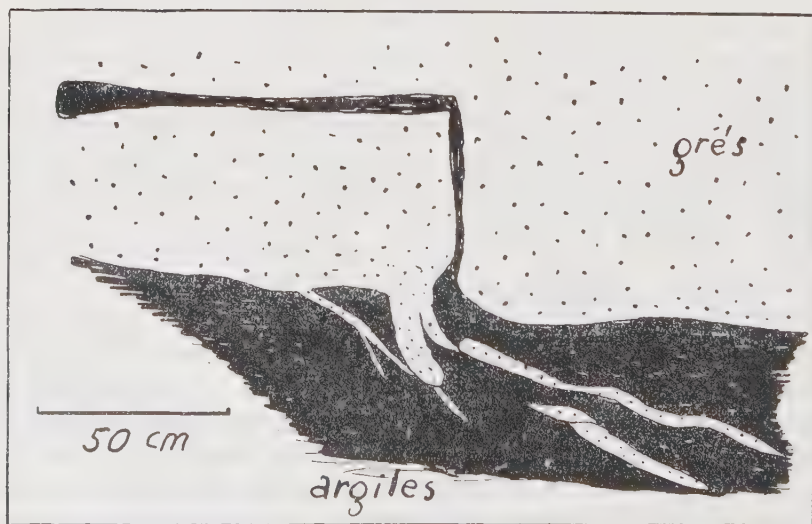


FIG. 94. — Filons clastiques en $x = 439, 45$, $y = 277, 85$ (bord route nationale).

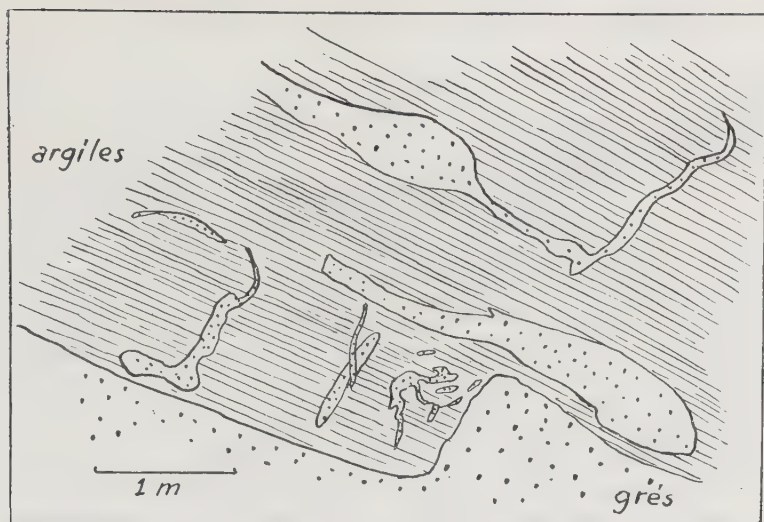


FIG. 95. — Filons clastiques en $x = 439, 35$, $y = 277, 85$ (bord route nationale)

Remarquons d'abord que dans la partie supérieure gauche de la poche des niveaux argileux passent latéralement aux grès grossiers encaissants ; une partie des argiles de la poche s'est donc déposée *en même temps* que les grès. Soulignons enfin que l'épais banc de grès où l'on rencontre la poche examinée contient à sa partie supérieure (la série étant renversée) de très gros galets d'argile, atteignant jusqu'à près d'un mètre cube.

On peut dès lors imaginer le mode de formation suivant ; un très gros bloc d'argile est entraîné, en même temps que des sables, par un fort courant (de turbidité ?) ; la force du courant diminuant le bloc tombe sur le fond ; mais comme le courant ne cesse pas le galet d'argile est peu à peu démantelé ; par suite de cette destruction l'argile se mêle au sable immédiatement en aval du galet, d'où le passage latéral constaté plus haut. Les grès viennent enfin recouvrir les restes démantelés du bloc d'argile.

Cette explication qui, loin de se prétendre exacte, ne cherche qu'à montrer que des mécanismes *peuvent* être trouvés pour expliquer la forme curieuse de notre « poche » ; elle n'en démontre pas moins que l'utilisation des poches comme critère de polarité est quelquefois très délicate.

Signalons que l'on rencontre assez fréquemment des galets d'argile dans les grès ; ce sont toujours des blocs anguleux (jusqu'à 1 m^3) peu perturbés, et montrant une stratification tranquille,

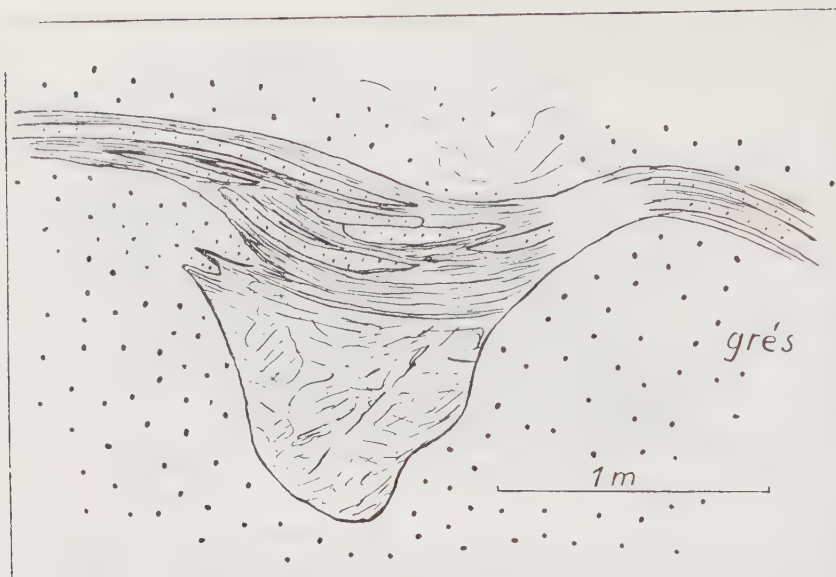


FIG. 96. — Poche d'argile au sommet d'un banc de grés de la série renversée.
Piste de la forêt des Cèdres ; $x = 432, 55$, $y = 286, 45$.

ce qui prouve que l'argile était déjà cohérente lorsqu'elle fut transportée ; souvent, cependant, ils sont sillonnés en tous sens par des microfils clastiques (fig. 97) vraisemblablement dus au remplissage de fissures qui furent provoquées par le transport des blocs. Les filons clastiques sont quelquefois boudinés ce qui prouve que la compaction n'était alors pas encore terminée.

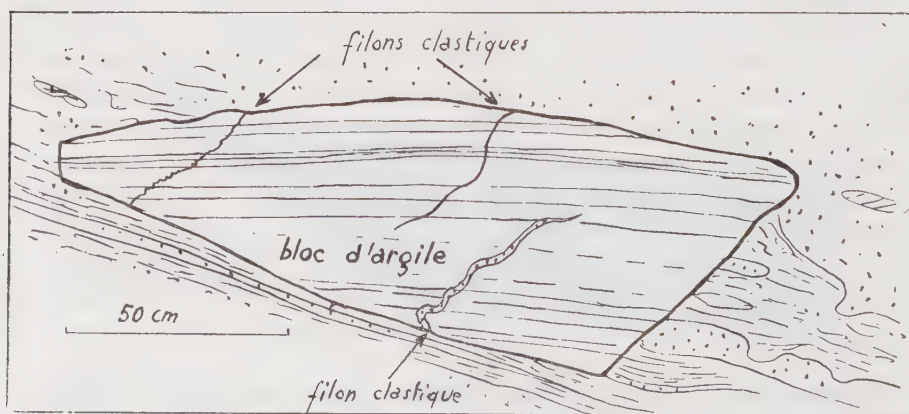


FIG. 97. — Bloc d'argile, emballé dans le Numidien, visible à quelques mètres de la poche de la fig. 96 ; noter les filons clastiques.

C. DESCRIPTION DE QUELQUES COUPES

Nous nous attarderons surtout aux régions qui ont fourni des niveaux fossilifères et aux massifs restés jusqu'ici inconnus.

1) LE DJEBEL LAGHOUATE

(f. Taine et Teniet el Haad ; fig. 98, 196 et 199)

C'est surtout la série gréseuse qui affleure ; les argiles de base ne forment qu'une mince semelle située sur le flanc N et E (les argiles du flanc S décrites par J. Flandrin — 1948, p. 278 — sont crétaées). Les grès atteignent certainement plus de 500 m d'épaisseur ; on y rencontre les habituelles curiosités sédimentologiques, particulièrement en $x = 456$, $y = 280$ (f. Taine) où la série est renversée, et en $x = 455,5$ $y = 281,0$ (f. Teniet el Haad) où elle est sub-verticale.

Nous avons déjà signalé que les argiles contiennent en $x = 456,4$, $y = 275,6$ (f. Taine) des grès à Lépidocyclines et Miogypsines ; il n'est pas rare de rencontrer, à quelques centaines de mètres au S de ce dernier gisement, des microbrèches calcaires à Nummulites. Mais le meilleur gisement de ces calcaires apparaît en $x = 456,6$ $y = 281,75$ (f. Teniet el Haad) ; il s'agit d'un calcaire dur, pétri de macroforaminifères dont la taille moyenne oscille entre 1 et 2 mm ; les Nummulites sont indéterminables mais parmi les Orthophragmines, M^{me} Neumann a rencontré :

Discocyclina stella (d'Archiac)

— *stellaris*

Asterodiscus tarameli (Munier-Chalmas).

Tous ces macroforaminifères caractérisent le Lutétien supérieur et sont donc remaniés.

2) LE KEF EL BEIDA

(f. Taine, fig. 194 g et h)

Les argiles numidiennes de base sont très rares, dans ce massif essentiellement gréseux car elles ne forment qu'une mince semelle discontinue à la base de la série gréseuse ; on n'en rencontre de bons affleurements que dans la partie méridionale ($x = 442$, $y = 275,7$) ; d'autres lambeaux sont visibles en $x = 455,6$ $y = 277,9$ et en $x = 443,7$ $y = 276,8$; nous avons découvert, dans des éboulis, des microbrèches calcaires à (dét. M^{me} Neumann) :

Discocyclina sella (d'Arch.)

Asterodiscus taramelii (Munier-Chalmas)

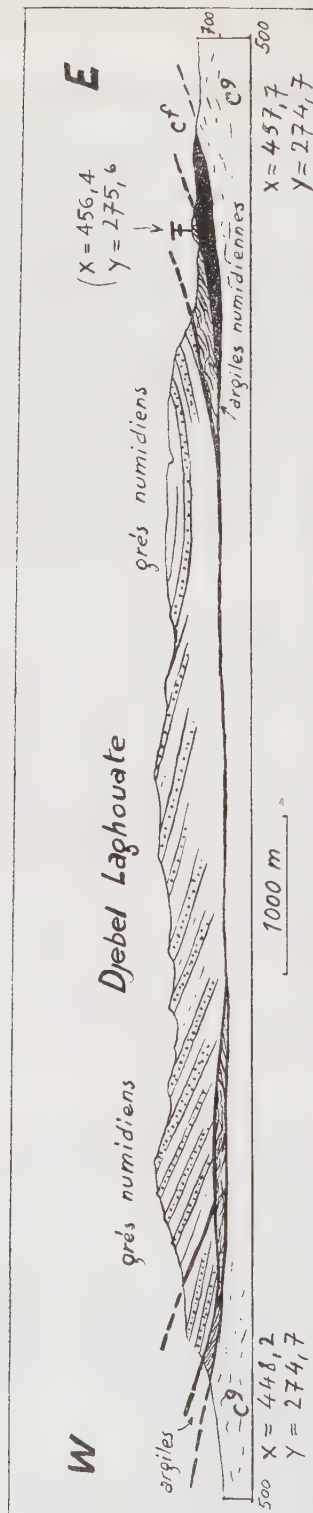


FIG. 98. — Coupe du Djebel Laghouate cf : flysch crétacé; C9 : Sénonien supérieur.

Spherogypsina sp.
Rotalia viennoti Greig.

3) LE MASSIF DE LA FORÊT DES CÈDRES

(f. Teniet el Haad, el Meddad, Taine et Bourbaki; fig. 99 et 194)

Nous groupons sous ce terme tous les massifs numidiens situés au S de la forêt des Cèdres et à l'W de la route Teniet el Haad-Vialar; il englobe donc, outre le Djebel el Meddad (Meddad = cèdre), le Kef Sachine, le Kef Zebrha, le Kef el Melab, le Kef Mahmoud, etc...

Les affleurements d'argiles numidiennes sont ici plus abondants que dans les massifs précédents (voir fig. 87); elles apparaissent cependant toujours dans des situations tectoniques compliquées. Ainsi les argiles situées au S du Kef Mahmoud (vers $x = 433$, $y = 276$, f. Bourbaki) (fig. 99) ne sont pas recouvertes normalement par les grès « numidiens », car ceux-ci sont renversés. Ce renversement est prouvé par l'existence des habituelles figures de charge et de fluxion au sommet des bancs, particulièrement visibles en $x = 431,7$ $y = 275,9$ et en $x = 437,9$ $y = 273,6$.

La bande d'argile qui apparaît au N et au-dessus de la série gréseuse du Kef Mahmoud est peut-être en position normale, mais le contact avec la série gréseuse qui la surmonte est certainement anormal (voir fig. 99); ces argiles sont chargées de nombreuses intercalations de microbrèches calcaires et de calcaires gréseux; en $x = 432,3$ $y = 276,9$ ils contiennent de nombreux macroforaminifères dont de nombreuses Nummulites et (dét. M^{me} Neumann):

Discocyclina angustae

— *chudeaui* Schlumb.

— *sella* (d'Arch.)

— cf. *daguini* Neumann

— cf. *douvillei* Schlumb.

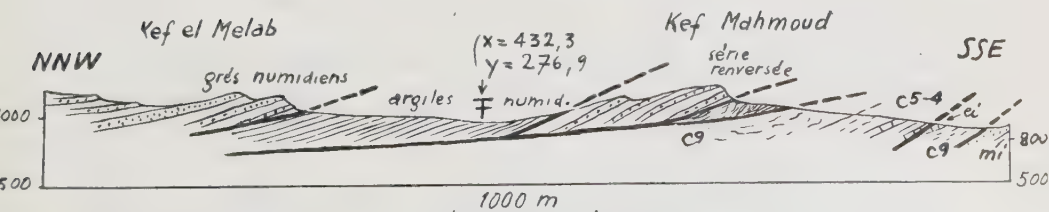


FIG. 99. — Coupe de l'Oligocène du versant S de la forêt des Cèdres; C9: Sénonien supérieur; C5-4: Cénomanien; ei: Éocène inférieur; mi: Miocène inférieur.

Asterodiscus stellatus (d'Arch.)

— cf. *tarrameli* (Munier-Chalmas)

— *stella* (d'Arch.)

Actinocyclus radians (d'Arch.)

Fabiania sp.

Eorupertia sp.

Sphaerogypsina sp.

Rotalia viennoti Greg.

Une autre bande argileuse, renversée, apparaît plus au N, chez les Ouled Beni Haïane ($x = 433$, $y = 281$, f. Taine) ; les bases de bancs de grès-quartzites à boursoufflures sont bien visibles en $x = 432,05$ $y = 281,95$ avec de petits bancs de calcaires très finement microbréchiques contenant de très nombreuses Miliolites.

Sur le flanc N de la forêt des Cèdres, la série gréseuse repose par la tranche sur le substratum crétacé ; par endroits, cette surface de contact anormal est jalonnée de lambeaux d'argiles numidiennes ; l'un d'eux, situé vers $x = 433,6$ $y = 285,7$ et d'ailleurs en grande partie recouvert d'éboulis, nous a fourni de très fines microbrèches calcaires à petites Nummulites et Orthophragmines.

Signalons en outre l'existence, dans la série gréseuse, d'épais niveaux argileux bien visibles en $x = 430,3$, $y = 286,4$ (f. El Meddad) sur le flanc S du Kef Siga et dans le talus de la piste des Cèdres, en $x = 437,8$ $y = 284,5$ (f. Teniet el Haad) où il s'agit d'argiles verdâtres, dures, conchoïdes, légèrement gréseuses, contenant des Arénacés (*Haplophragmoides* sp., *Cyclamina* sp., *Glomospira* sp.).

4) LE DJEBEL NADOR

(f. Teniet el Haad, $x = 449$, $y = 292$; fig. 201)

C'est un vaste massif numidien (près de 20 km²) qui n'avait jamais été remarqué (la carte au 1/500.000 de 1952 le marque en Crétacé inférieur). Comme dans les massifs précédents, la série argileuse n'apparaît généralement pas en position normale sous la série gréseuse ; cette dernière repose en effet le plus souvent par la tranche sur les argiles numidiennes.

En $x = 451,5$ $y = 292,7$, les argiles numidiennes contiennent des microbrèches calcaires à Nummulites et Orthophragmines dont (dét. M^{me} Neumann) :

Asterodiscus stellatus (d'Arch.),

Discocyclus sella (d'Arch.),

— *discus* (Rut.),

En $x = 445,5$ $y = 292,5$, en contrebas de la route nationale, l'allure des surfaces de bancs de grès montre avec des figures de charge et de fluxion et des moulures allongées, que la série est renversée.

5) LE NUMIDIEN DE L'OUED EL KRAMMES

(f. Teniet el Haad, $x = 453,5$ $y = 299,5$ fig. 100)

Un affleurement très réduit mais important, tant par sa position structurale que par sa faune, apparaît à l'E de Marbot à la base¹ du flysch de la nappe C qui repose ici sur le Miocène inférieur.

Il s'agit essentiellement de microbrèches calcaires ; celles-ci passent d'un calcaire pur (formé par un agrégat de Nummulites, Assilines, Ortho-phragmines et Algues du Lutétien) à un calcaire à galets anguleux, atteignant jusqu'à 1 cm de côté, mêlés à des débris de Nummulites. Les éléments anguleux sont formés de calcaires à grain fin, gris clair ou jaunâtre et de silex grisâtres ou blanchâtres. Le faciès est alors absolument identique à celui du Sénonien de la nappe C (voir page 206).

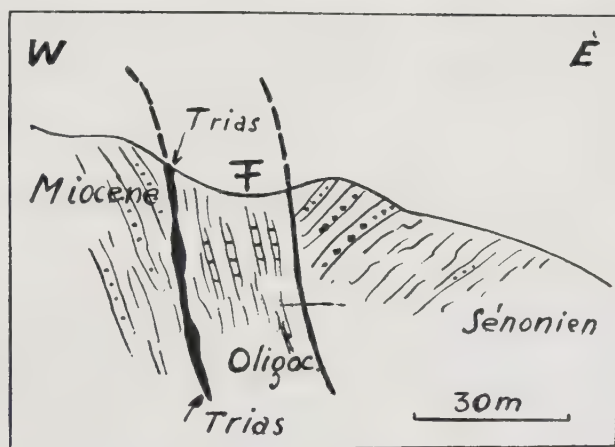


FIG. 100. — Situation de l'Oligocène fossilifère de l'Oued Krammes.

6) LE DJEBEL TIKLEDJA

(f. El Meddad, $x = 428$, $y = 294$; fig. 202)

Ce massif numidien qui n'avait jamais été signalé est uniquement gréseux. Les bancs de grès soulignent une structure mono-

1. Nous parlons de la base de la nappe C, bien que le contact anormal soit vertical, parce que nous pensons que ce contact anormal était originellement subhorizontal et qu'il a été redressé à la verticale par des mouvements post-nappes, au même titre que le Miocène inférieur sous-jacent.

clinale très simple tronquée à la base par une surface de contact anormale subhorizontale.

7) LE NUMIDIEN DE LA PARTIE ORIENTALE DU DJEBEL BAMEUR

(f. Bourbaki, fig. 203)

Le massif numidien du Djebel Bameur (Mattauer, 1953a) se trouve en majeure partie sur la feuille d'Aïn Dalia (vers $x = 400$, $y = 272$) ; sur la feuille de Bourbaki n'apparaissent que les lambeaux les plus orientaux de ce massif. Il s'agit essentiellement de niveaux argileux très colorés, avec très peu d'intercalations grésio-quartziteuses ; une seule barre gréseuse apparaît vers $x = 406,6$ $y = 271,8$.

En $x = 406,35$ $y = 271,85$ on rencontre des intercalations de calcaires gréseux à cassure brune, montrant en section, de rares microforaminifères à cachet tertiaire (J. Magné) avec :

Amphislegina sp.

Globigérines,

Petits *Rotaliidae*,

Petits *Miliolidae*,

Triloculina,

Débris d'Échinodermes.

En $x = 405,9$ $y = 272,0$ on rencontre des microbrèches calcaires pétries de (dét. Lys) :

Orbitolina concava (Lamarck)

Il est impossible de préciser si ces Orbitolines sont remaniées dans l'Oligocène ou si elles se trouvent dans un lambeau de Crétacé associé aux argiles oligocènes ; on sait en effet que, dans la nappe C, les faciès du Crétacé et de l'Oligocène sont très comparables ; mais un fait est certain : les argiles de cette région sont au moins localement d'âge oligocène ; un banc de grès nous a en effet fourni en $x = 403,5$ $y = 273,6$ (f. Bourbaki) (dét. Van de Vlerk) :

Lepidocyclina tournoueri L. et D.

— (*Eullepida*) *dilatata* (Mich.)

Rotalia viennoti Greig.

Amphislegina sp.,

Heterostegina sp.

8) LE NUMIDIEN DU DJEBEL MAZIOUTE

(f. Orléansville, $x = 403$, $y = 309$)

C'est le seul témoin de Numidien qui subsiste dans la partie de la dépression du Chélib étudiée ; les affleurements « numidiens »

de la feuille de Miliana, ainsi que celui du Djebel Tiberkanine (f. Orléansville, $x = 401$, $y = 319$) doivent en effet désormais être placés dans le Crétacé (Albo-Aptien, voir p. 168).

Nous avons découvert au Djebel Mazioute en $x = 401,5$ $y = 310$, des microbrèches calcaires pétries, comme dans les autres affleurements numidiens, de macroforaminifères lutétiens dont les habituelles Orthophragmines et Nummulites; parmi ces dernières M. Lanteaume a reconnu *Nummulites incrassatus* de la H., et des formes du groupe de *N. aluricus* Leym. et de *N. Bronziniarti* d'Arch.

Les grès qui surmontent les argiles et forment les reliefs du Kef Mazioute sont ici beaucoup moins grossiers que ceux connus dans les massifs de la bordure sud-tellienne; les bancs sont moins massifs, et prennent des teintes délavées d'un jaune sale. Ce caractère se retrouve d'ailleurs dans les massifs gréseux probablement oligocènes connus plus à l'W (S. d'Orléansville).

Signalons la présence, dans les argiles du flanc N du Djebel Mazioute, de microbrèches, qui peuvent devenir assez grossières puisque les éléments atteignent 1 cm de diamètre; les galets sont constitués de calcaires à grain fin et surtout de silex gris-bleu; la roche elle-même est souvent silicifiée. Ce faciès n'a pu être daté; il s'agit peut-être d'Oligocène, mais le faciès évoque aussi le Sénonien de la nappe C.

D. CONCLUSIONS STRATIGRAPHIQUES

Lithologie.

On peut distinguer dans l'Oligocène à faciès « numidien » : une série gréseuse, épaisse de plus de 500 m, parfois très grossière, sans trace de calcaire; une série argileuse de base, chargée d'intercalations grésosiltiteuses et de calcaires microbréchiques. L'épaisseur de cette dernière ne peut être connue en raison des complications structurales mais elle dépasse certainement 100 m.

Faune et âge.

Les argiles de base fournissent simultanément des macroforaminifères de l'Oligocène supérieur (Lépidocyclines, Miogypsines) et du Lutétien supérieur (Nummulites, Orthophragmines) qu'il faut considérer comme remaniés.

Comme la base du Numidien appartient à un Oligocène plutôt élevé (Chattien ?), il n'est pas impossible que le Numidien sommital appartienne en partie à l'Aquitanién.

Limite inférieure.

Il n'est jamais possible d'observer de Numidien transgressif sur des niveaux antérieurs. Chaque fois que le contact du Numidien avec un niveau plus ancien a pu être observé, il s'agissait d'un contact mécanique.

Comme on ne connaît pas, dans la nappe C, domaine du Numidien, de niveaux compris entre le Sénonien et l'Oligocène, il est possible que le Numidien ait été transgressif sur le Crétacé supérieur. Mais comme le Numidien remanie des macroforaminifères du Lutétien supérieur, il faut admettre que la série n'était pas partout aussi réduite.

Limite supérieure.

Elle est donnée par le Miocène inférieur qui est transgressif et discordant sur le Numidien.

LE MIOCÈNE

L'étude stratigraphique du Miocène est malaisée ; les terrains miocènes présentent de nombreux faciès, et des épaisseurs très variables ; ils sont soit concordants avec l'Oligocène sous-jacent, soit transgressifs sur tous les terrains antérieurs allant jusqu'au Primaire ; enfin un phénomène fort important, puisqu'il s'agit de la mise en place des nappes du Tell méridional, a succédé au dépôt d'une partie des terrains miocènes ; il a complètement désorganisé les bassins du début du Miocène qui ont été remplacés par d'autres bassins indépendants des premiers.

Nos recherches nous ont amené à modifier les idées que l'on se faisait sur la stratigraphie du Miocène et à proposer de nouvelles subdivisions. Avant d'entreprendre la description détaillée des affleurements, nous commencerons donc par démontrer la validité des nouvelles coupures adoptées.

A PROPOS DU MIOCÈNE INFÉRIEUR I ET DU MIOCÈNE INFÉRIEUR II

1) LES GRANDES SUBDIVISIONS DU MIOCÈNE TELLIEU

Les stratigraphes algériens ont longtemps employé, pour l'étude du Miocène, des termes qu'il nous faut rappeler. Si on ne tient pas compte de la partie toute sommitale du Miocène et des questions de limite avec le Pliocène, le Miocène était en effet subdivisé en deux parties principales (Dalloni, 1952) :

a) à la base, le « Cartennien » ou « Premier étage méditerranéen » ou « Méditerranéen inférieur » que l'on rattachait généralement au Burdigalien ou à l'Aquitano-Burdigalien ;

b) au-dessus, et reposant souvent en discordance sur le niveau précédent, le « Deuxième étage méditerranéen » ou « Méditerranéen moyen » que l'on rattachait au « Vindobonien » et à l'intérieur duquel les auteurs individualisaient souvent l'Helvétien et le Tortonien.

Nous pensons, pour notre part, qu'il est pour le moment difficile, sinon impossible, d'individualiser dans le Miocène algérien les étages classiques d'Europe (Burdigalien, Helvétien, Tortonien) ; seules des études paléontologiques très détaillées, qui n'ont pas encore été entreprises, permettraient peut-être de le faire. Nous avons par conséquent adopté les subdivisions employées par la S.N. REPAL (1952), à savoir : Miocène inférieur - Miocène supérieur. Ces termes nous semblent, par leur imprécision même, préférables à ceux de Méditerranéen inférieur et moyen, ou de « Premier et Deuxième étages méditerranéens » qui évoquent les travaux de Suess dans le bassin de Vienne et font penser à des dépôts bien datés.

Lorsque l'étude détaillée des macrofaunes de tout le Miocène algérien aura été reprise, on pourra, peut-être, individualiser les étages classiques. Nous nous contenterons en attendant, et afin de ne pas nous exposer à des erreurs, d'employer des termes plus généraux.

2) SUR L'EXISTENCE DE DEUX MIOCÈNES INFÉRIEURS

a) Raisons générales.

Les travaux de la S.N. REPAL (1952) ont montré que dans le bassin du Chélif, la discordance qui sépare souvent le Miocène inférieur du Miocène supérieur n'est qu'une discordance de bordure de bassin, puisqu'au centre de ce dernier la sédimentation ne fut jamais interrompue et qu'on y rencontre une série marneuse concordante. La discordance qui affecte les dépôts miocènes de la bordure du bassin du Chélif n'est donc pas l'indice d'une phase tectonique violente ; il ne se produisit que des plissements à grand rayon de courbure qui, joints à la transgression du Miocène supérieur, firent simplement déborder les dépôts tranquilles du Miocène supérieur sur les dépôts tout aussi simples du Miocène inférieur.

Les dépôts peu ou pas tectonisés et souvent tabulaires du Miocène inférieur et du Miocène supérieur reposent sur un substratum qui est par contre très tectonisé. Or, parmi les terrains affectés par cette tectonique complexe, on trouve du Miocène inférieur, par exemple sur la f. de Pont du Caïd et dans la région plus occidentale de Relizane (Dalloni 1952). On aboutit ainsi au schéma de la figure 101 qui nous oblige à admettre l'existence de deux Miocènes inférieurs : l'un déposé avant une importante phase tectonique ; l'autre post-orogénique, puisque souvent sub-tabulaire ; nous parlerons pour simplifier de Miocène inférieur I et de Miocène inférieur II.

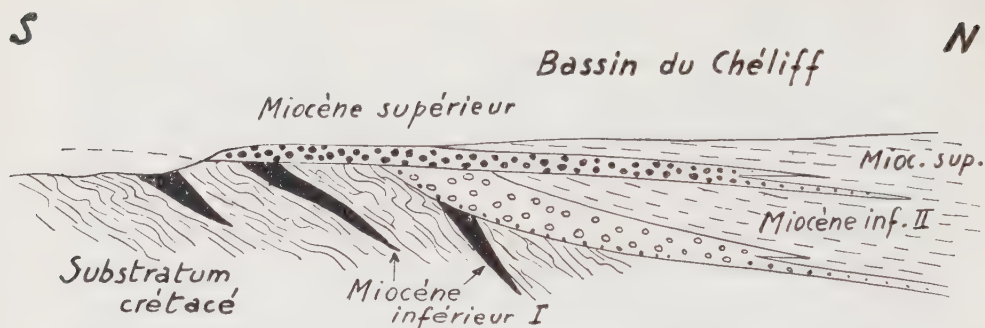


FIG. 101. — Coupe théorique de la bordure S du bassin du Chélif.

Cette disposition fondamentale n'avait pas été remarquée¹ car c'est souvent, non le Miocène inférieur, mais le Miocène supérieur qui repose sur le substratum très tectonisé contenant des copeaux de Miocène inférieur. La phase tectonique très énergique ayant affecté le substratum était alors assimilée à celle très atténuée qui est responsable de la discordance séparant les deux Miocènes.

On réduisait ainsi en une seule, deux phases tectoniques totalement différentes, dont l'une n'est qu'une manifestation de bordure de bassin alors que l'autre est très violente.

b) Les preuves dans l'Ouarsenis oriental.

Les raisons générales évoquées pour l'ensemble du bassin du Chélif restent évidemment valables dans l'Ouarsenis oriental. Un simple coup d'œil sur la carte au 1/200.000 montre en effet que le Miocène du Chélif (inférieur et supérieur) repose sur des accidents tectoniques très complexes affectant également du Miocène inférieur.

Quelques coupes démontrent de façon détaillée cette superposition.

Coupe dans le bassin miocène des Beni Zoug Zoug.

Dans le NW de la feuille de Pont du Caïd, le Miocène du Chélif, de structure très simple, repose sur un substratum très tectonisé comme le montre la figure 102.

1. Dans un récent travail sur le Miocène du Chélif, qui détaille celui effectué en 1952 par les géologues de la S. N. Repal A. Perrodon (Publ. Serv. Carte géol. Algérie, n.s., bull. n° 12, 1957, 328 p.) ne prend pas position sur ces subdivisions. Remarquons d'ailleurs qu'il ne pouvait le faire puisque son étude ne concerne que les dépôts post-nappes.

La base du Miocène du Chélif appartient au Miocène inférieur, car elle contient la microfaune typique de ce niveau (voir p. 319) ; elle a en outre fourni *Mastra substriatella* d'Orb. (dét. D. Mongin) espèce burdigalienne en Aquitaine.

Or les accidents tectoniques sous-jacents affectent eux aussi du Miocène inférieur daté (par la microfaune) qui présente des faciès tout différents de ceux qu'offrent le Miocène du Chélif ; il s'agit de grès fins et jaunâtres, de grès glauconieux et de marnes glauconieuses ; le Miocène du Chélif est au contraire beaucoup plus détritique (grès grossier, conglomérats rouges) et les marnes y offrent des faciès différents.

La coupe de la figure 102 où l'on voit le Miocène du Chélif reposer sur du Crétacé, qui lui-même repose sur un autre Miocène inférieur, démontre donc l'existence de deux Miocènes inférieurs, le Miocène inférieur I et le Miocène inférieur II.

Coupe dans le bassin des Matmatas

(SE f. Pont du Caïd).

Le Miocène du Chélif présente dans cette région une structure très simple ; il s'agit d'un monoclin à léger pendage N ; l'épaisse série marneuse qui se trouve à la base a fourni en $x = 470,7$, $y = 307,8$ (f. Sidi Madjoub) une microfaune du Miocène inférieur (J. Magné) et en $x = 471,5$ $y = 307,1$ (f. Sidi Madjoub), *Gryphea aginensis* (Tournouer), (dét. D. Mongin), espèce de l'Aquitanién-Burdigalien ; il s'agit donc bien de Miocène inférieur.

Or le Miocène du Chélif repose dans cette région sur un autre Miocène inférieur bien daté (voir p. 302), très tectonisé et offrant un faciès tout différent ; cette superposition ressort du simple examen de la carte géologique au 1/200.000 et des coupes ci-jointes (f g. 103).

Il y a donc deux Miocènes inférieurs séparés par une très importante phase tectonique. Nous qualifierons au cours de notre exposé le plus ancien de Miocène inférieur I et le plus récent de Miocène inférieur II.

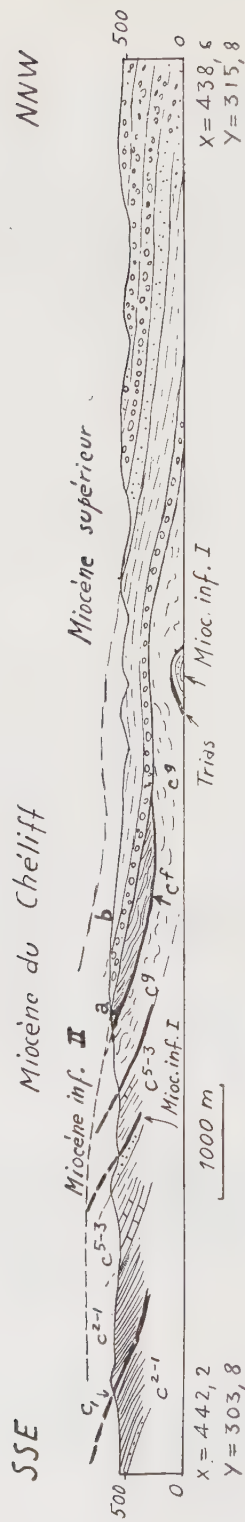


Fig. 102. — Coupe du NW de la feuille de Pont du Gaid, montrant les rapports du Miocène inférieur I et II. C2-1 : Albien ; C5-3 : Albien supérieur – Cénomannien ; C9 : Cénomannien ; cf : complexe crétacé à faciès flysch.

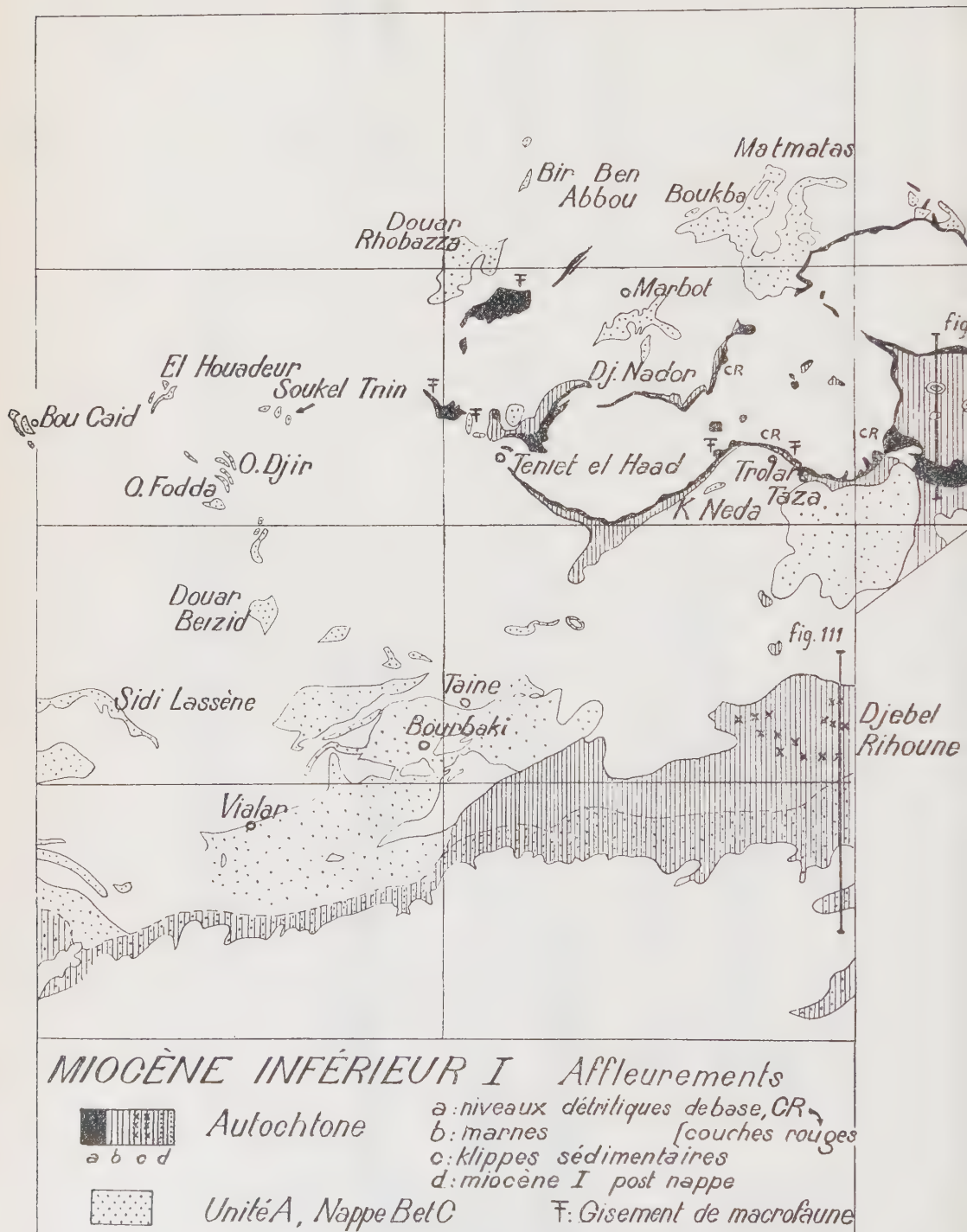


Fig. 104

LE MIOCÈNE INFÉRIEUR I

Les dépôts du Miocène inférieur sont bien différents, suivant que l'on s'adresse aux terrains autochtones, à ceux du complexe A, de la nappe B et de la nappe C.

La coupe du Miocène se présente généralement de la façon suivante : à la base, niveaux détritiques plus ou moins puissants ; au-dessus, épaisse série essentiellement marneuse. Ces faciès sont généralement faciles à reconnaître et à différencier des terrains anté-miocènes et d'autant plus que les fossiles ne manquent pas. La macrofaune reste cependant localisée aux niveaux de base ; seule la microfaune subsiste dans les marnes. Celles-ci sont quelquefois difficiles à séparer des marnes de l'Oligocène ou du Crétacé supérieur, mais la microfaune, généralement riche, permet toujours de faire la distinction.

Cette microfaune, extrêmement précieuse, a été étudiée en détail par J. Magné qui publiera ultérieurement le résultat de ses travaux ; nous nous contenterons, en attendant, de donner une liste des espèces qui ont été le plus fréquemment rencontrées.

— Plancton :

- Globigerinoides triloba* (R.) (généralement abondant)
- *sacculifera* var. *irregularis* Le Roy
- cf. *bispherica* Todd (rare)
- Globigerina altispira* C. et J.
- *bulloides* var.
- *conglomerata* Schw.
- Globoquadrina quadraria* var. *advena* B.
- *dehiscens* (chapman, Parr et Collins)
- Orbulina suturalis* Br. (= *Candorbulina universa* J.) assez rare
- Globorotalia* cf. *canariensis* d'Orb.

— Benthos :

- Bulimina ovata* d'Orb.
- *buchiana* d'Orb.
- Globobulimina pacifica* C.
- Uvigerina rustica* Cushman et Edwards
- aff. *barbatula* M.
- Rectuvigerina* cf. *Krachemensis* M. et S.
- Cassidulina subglobosa* B.
- *laevigata* d'Orbigny
- Ehrenbergina* sp.
- Miliolidés divers
- Sphaeroidina bulloides* d'Orbigny
- *variabilis* Reuss
- Pullenia bulloides* (d'Orbigny)

Nonion pompilioides (F. et M.)
 — *barlaeanum* (Williamson)
 — cf. *boueanum* (d'Orb.)
Nonionella laffitei M. et S.
Elphidium spp.
Plectofrondicularia miocenica Cushman
 — cf. *deyaensis* C.
Bolivina scalprata var. *miocenica* Mac fadyen
Pleurostomella sp.
Marginulina cf. *murex* (Batsch)
Robulus vortex (Fichtell et Moll)
Nodosaria sp.
Rotalia beccarii (L.)
Siphonina bradyana var. *burdigalensis* C.
Gyroidina soldanii (d'Orb.)
Eponides umbonatus (Reuss)
Cibicides pseudoungerianus (C.)
 — *dutemplei* (d'Orb.)
 — *maioricensis* C.
 — *floridanus* var. *miocenica* C.
Spiroplectammina carinata (d'Orb.)
Karreriella subcylindrica (N.)
Haplophragmoides sp.
Textularia sp.
Martinattiella communis (d'Orb.).

Aux Foraminifères s'ajoutent parfois des Ostracodes.

A. LE MIOCÈNE INFÉRIEUR AUTOCHTONE

Il repose toujours en transgression et discordance sur le Crétacé inférieur et moyen. La discordance angulaire, souvent très nette, atteint localement près de 90° (environs de Trolard Taza) ; la transgression est admirablement bien soulignée par des niveaux de base très détritiques, de puissance et de faciès très variables. Une épaisse série marneuse surmonte les niveaux de base (fig. 105) ; elle est elle-même surmontée dans les régions méridionales par une série où les marnes alternent avec de très nombreuses intercalations gréseuses.

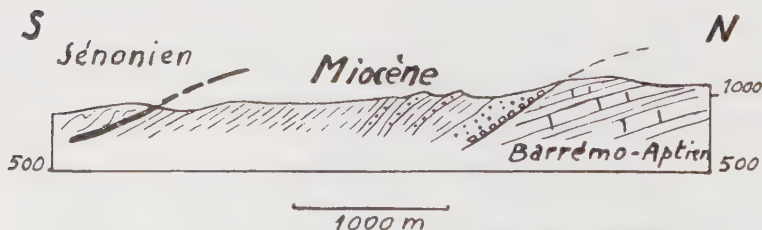


FIG. 105. — Coupe du Miocène inférieur autochtone aux environs de Trolard Taza (f. Teniet el Haad).

1) DESCRIPTION DES FACIÈS

a) Les niveaux détritiques de base des massifs autochtones.

La mer miocène s'est avancée sur un pays à topographie assez accidentée, d'où la nature très changeante de ces niveaux de base.

Les conglomérats.

Les éléments sont toujours empruntés au substratum crétacé. Leur taille est très variable ; elle atteint plusieurs mètres cubes au Djebel Chemlala ($x = 456,5$ $y = 299$) où on a même l'impression que des falaises calcaires entières ont glissé dans la mer. On peut distinguer deux types de conglomérats :

a) Les conglomérats à ciment rouge (figurés « CR » sur la fig. 104). Subcontinentaux, ils appartiennent probablement à d'anciens cônes de déjection qui se déversaient dans la mer miocène ; ils sont de ce fait lenticulaires (0 à 50 m). A ce type il faut rattacher les conglomérats du Djebel Chemlala ($x = 457$, $y = 299$), des environs de Trolard Taza (ils ont été portés sur la carte géologique au 1/50.000 de Teniet el Haad) et surtout du Djebel Azzeba au S de Letourneux (J. Guillemot 1952). La répartition irrégulière de ces conglomérats indique qu'au début de la transgression miocène, la topographie était irrégulière et tourmentée.

b) Les conglomérats à ciment grésocalcaire. C'est le faciès le plus fréquent ; les galets y sont très bien arrondis ; leur taille moyenne est d'environ 10 cm de diamètre ; il s'agit surtout de galets de grès-quartzites du Crétacé inférieur. Les grès, souvent très grossiers, qui enrobent ces galets ou qui leur sont associés, sont incontestablement marins ; on y trouve en effet des débris de Pectinidés et d'Ostracés par exemple au bord de la route de Teniet el Haad à Trolard Taza, à 2 km au S de Teniet. Quelquefois le ciment est un calcaire gréseux, compact et très dur, comme par exemple le long de la piste de Trolard Taza à Marbot en $x = 457,2$ $y = 286,3$. L'épaisseur de ces conglomérats est, elle aussi, très variable ; elle atteint probablement près d'une centaine de mètres dans le massif de Rhiles à l'E de Teniet el Haad, pour se réduire à quelques mètres au S du Kef Mezioud (3 km SE de Teniet).

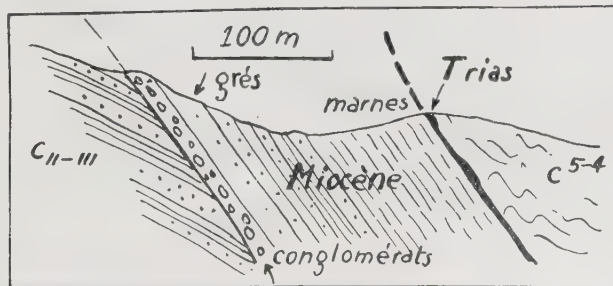


FIG. 106. — Coupe du Miocène inférieur au SW de Teniet el Haad ; C11-III : Barrémo-Aptien ; C5-4 : Cénomanién.

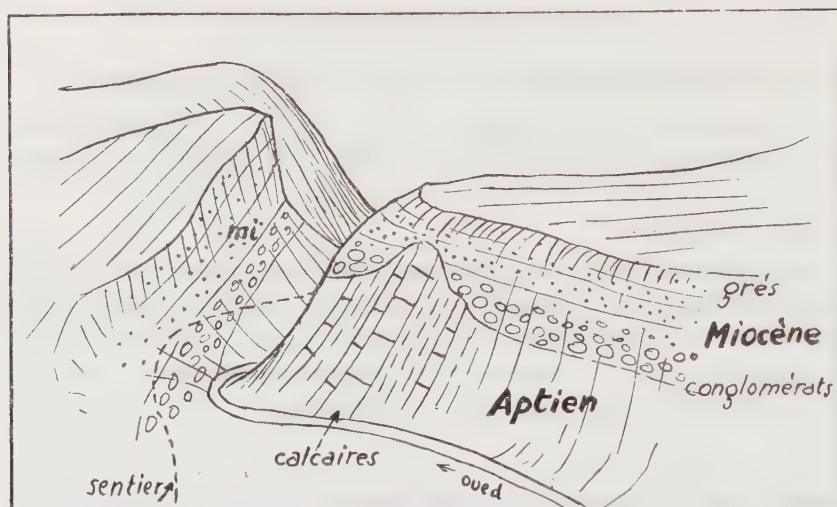


FIG. 107. — Allure de la base du Miocène dans le Chabet Djedri el Kef (f. El Meddad, vers $x = 435$, $y = 289$, 5). Noter l'éperon calcaire fossilisé par les conglomérats.

Les irrégularités du substratum anté-miocène.

A grande échelle, la seule répartition des conglomérats montre que la topographie sur laquelle s'est avancée la mer miocène était accidentée. Cette irrégularité arrive à être visible, à petite échelle, sur le terrain ; les exemples des figures 107 et 108 montrent que les fonds marins étaient très accidentés ; la disposition de la figure 109 ne peut s'interpréter qu'en admettant l'existence d'un îlot calcaire. Il n'est pas rare de trouver des conglomérats plaqués contre une falaise de calcaires barrémo-aptiens.

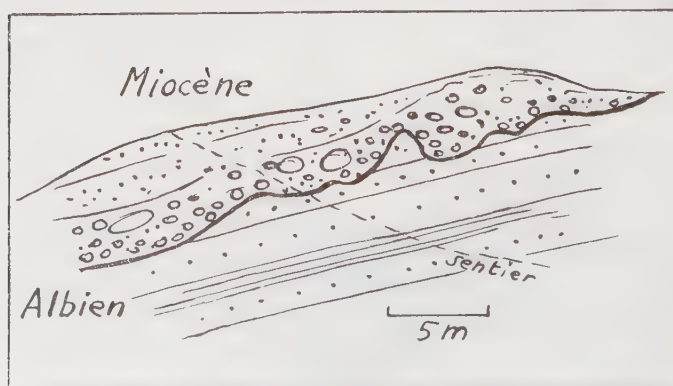


FIG. 108. — Allure de la base du Miocène, en $x = 467$, 3, $y = 302$, 6 (limite f. Pont du Caïd et Sidi Madjoub.)

Les niveaux grès-calcaires.

Ils surmontent toujours les conglomérats ou, en leur absence, forment la base même du Miocène. C'est un faciès extrêmement caractéristique ; il est souvent fossilifère. Il s'agit habituellement de grès-calcaires ou de calcaires très détritiques, à cassure verdâtre ou grisâtre, passant à des grès friables, le tout formant une barre de 10 à 50 m de puissance à la base du Miocène. A côté de très nombreux Pectinidés, Ostracés et de plus rares Échinides, la roche est pétrie de débris de Lamellibranches et de petits galets de calcaires, de quartzites ou de marnes. La roche devient quelquefois,

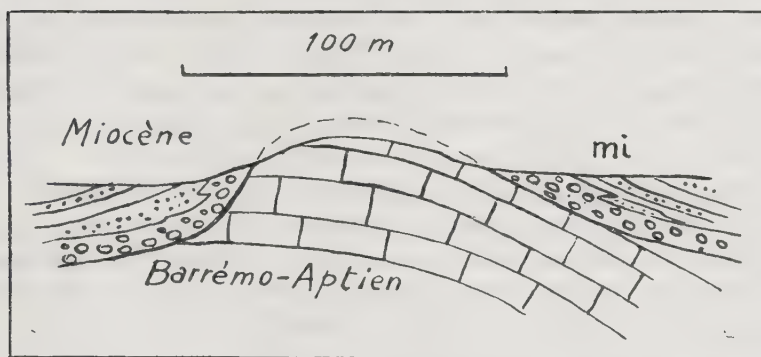


FIG. 109. — Allure de la base du Miocène en $x = 456,8$, $y = 286$ (f. Teniet el Haad).

en même temps que plus calcaire, plus cohérente ; elle contient alors de nombreux Foraminifères, essentiellement des Amphistégines et des Bryozoaires, par exemple au bord de la route Affreville-Letourneux, en $x = 464,6$ $y = 297,9$ (f. Teniet el Haad).

Localement on passe à des calcaires francs ; il s'agit souvent de calcaires blancs, massifs, à Algues, par exemple dans le fossé de Tachta ($x = 466,7$ $y = 291,1$, f. Teniet el Haad) ou au NW de Letourneux, au bord de la route nationale ($x = 468,5$ $y = 294$).

Souvent le sommet de ces niveaux de base correspond à des grès calcaires fins, jaunâtres, assez friables et en petits bancs, qui soulignent bien la stratification, comme par exemple en $x = 448$, $y = 280$ (f. Taine) ou dans le bassin de Letourneux.

Les grès à plantes.

La base de la série marneuse qui surmonte toujours les niveaux détritiques de base se charge quelquefois de petits bancs gréseux.

à patine brune ou verdâtre, d'environ 10 cm d'épaisseur, se délitant en plaquettes et donnant à la série une allure de flysch. Ces plaquettes gréseuses contiennent souvent des débris charbonneux de plantes ; elles passent aussi à des microbrèches calcaires pétries de Foraminifères.

Ce faciès est bien visible aux environs de Teniet el Haad, le long de la route d'Affreville ($x = 441,6$ $y = 288,3$) le long de celle de Trolard Taza ($x = 444,6$ $y = 281,7$) et aux environs de cette dernière localité.

b) Les marnes du Miocène inférieur.

Les niveaux détritiques de base, étudiés précédemment passent toujours plus ou moins progressivement vers le haut à une épaisse série de marnes grasses, grises ou verdâtres, ne contenant que peu d'intercalations gréseuses ; il s'agit alors de grès-calcaires jaunâtres en petits bancs, à grain fin et homogène. Les marnes ne contiennent pratiquement pas de macrofaune (nous avons cependant découvert des débris de Gastéropodes et Lamellibranches en $x = 460,2$ $y = 264,0$) ; elles sont par contre très riches en microfaune ; celle-ci est toujours caractéristique et permet de séparer sans ambiguïté les marnes miocènes de celles, souvent fort analogues, du Crétacé, de l'Éocène et de l'Oligocène. Plus rarement, les marnes contiennent des nodules calcaires brunâtres.

2) DESCRIPTION DE QUELQUES COUPES REMARQUABLES

a) La série marno-gréseuse du Sersou (fig. 111).

Le toit de l'épaisse série marneuse miocène n'apparaît que dans les régions méridionales (f. de Sersou et Vialar), la limite entre les deux formations correspondant au cours du Nahar Ouassel.

La série marneuse se charge brusquement vers le haut d'intercalations gréseuses en bancs bien réguliers ; ce sont toujours des grès-calcaires friables, à grain fin et homogène. Ils prennent souvent une patine brune et rousse, inconnue ailleurs ; ils sont alors très bien feuilletés et on observe fréquemment des stratifications très contournées, indice de glissements sous-marins.

Cette série essentiellement gréseuse, mais toujours chargée d'intercalations marneuses, est très peu tectonisée et généralement subhorizontale ; elle se poursuit avec les mêmes caractères jusqu'au S de la feuille de Sersou, où l'on retrouve des grès sableux roux en petits bancs et des marnes verdâtres à nodules calcaires. Dans la partie SW du territoire étudié (f. Vialar). Ces dépôts miocènes tranquilles semblent reposer sur les structures complexes de la nappe B ; ils se raccordent en tout cas certainement vers

l'W, au Miocène tabulaire de la région de Tiaret, qui, comme l'a montré J. Polvêche (1956b) est lui indiscutablement « post-nappe ».

b) Les faciès aberrants du Djebel Rihoune et leurs problèmes.

Le Djebel Rihoune correspond à un bombement anticlinal qui fait apparaître, sous une épaisse série de marnes miocènes, des faciès un peu particuliers qui méritent d'être étudiés pour plusieurs raisons : il s'agit d'une épaisse série marno-gréseuse chargée de « klippes sédimentaires » ; on peut y observer une importante discordance intraformationnelle, c'est-à-dire un phénomène unique dans le Miocène inférieur algérien.

Comme le substratum anté-miocène n'apparaît pas dans cette région, il est malheureusement impossible de savoir si nous sommes en présence de la base du Miocène.

Coupe du Djebel Rihoune (fig. 111).

On relève de bas en haut :

1) Une série essentiellement formée de grès-calcaires, fins, jaunâtres, en bancs de quelques décimètres ou de quelques mètres (les bancs épais ayant souvent une patine brun-noir) alternant avec peu d'intercalations marneuses ; l'une d'elles, nous a fourni, en $x = 466,4$ $y = 265,95$ une microfaune du Miocène inférieur.

2) Une surface qui tronque, suivant un angle d'environ 30° , les bancs massifs de la série précédente ; cette disposition est particulièrement bien visible autour de $x = 466,4$ $y = 265,4$ (fig. 110).

Cette surface est très taraudée par des fissures et des cavités remplies de sable, de graviers et de galets de grès ; elle est jalonnée par de gros galets de grès bien roulés, mais surtout par un encroûtement continu de calcaires à Algues et à Polypiers associés à de rares Huitres. La surface supérieure de ce placage calcaire est très irrégulière ; le calcaire est clair, blanchâtre ou jaunâtre, quelquefois légèrement verdâtre. Parmi les Polypiers, J. Chevalier a reconnu :

Porites sp.

Heliastrea sp.

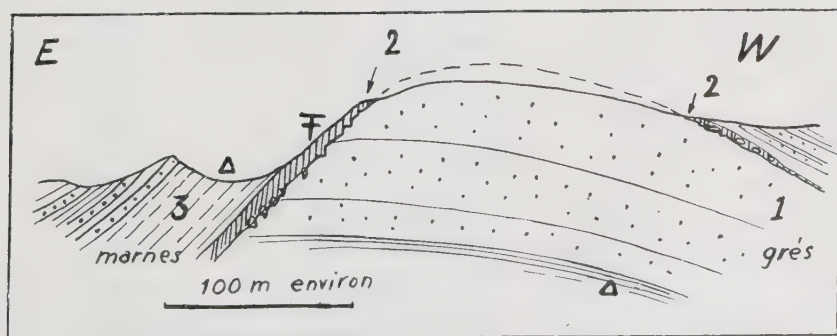


FIG. 110. — La discordance intramiocène du Djebel Rihoune. Les triangles indiquent les gisements de microfaune ; les chiffres renvoient au texte.

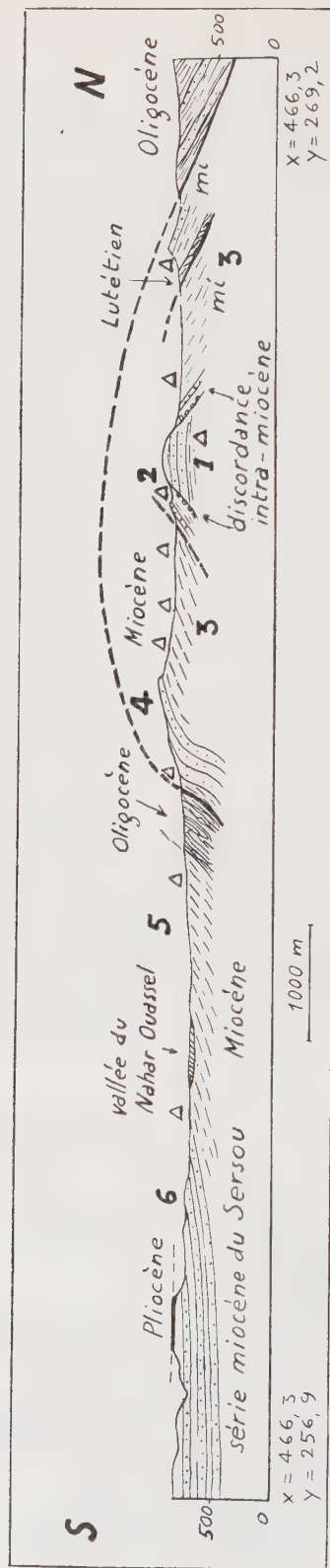


FIG. 111. — Coupe de l'anticlinal du Djebel Rihoune. Les nos renvoient au texte (p. 283-285) ; Les niveaux 1, 2, 3, 4, 5 et 6 sont miocènes ; Les triangles indiquent les gisements de microfaune.

Ce niveau fossilifère est surmonté par des marnes verdâtres qui ont fourni une microfaune du Miocène inférieur ; il leur succède une série essentiellement gréseuse en petits bancs, ressemblant tout à fait à la série sous-jacente.

3) Épaisse série marneuse, de teinte grise ou verdâtre, ayant fourni en de multiples endroits une microfaune du Miocène inférieur ; le contact de cette série avec la précédente est, chaque fois qu'il est visible, ou mécanique, ou jalonné par des lentilles de marnes lutétiennes à *Ostrea multcostata*, « interstratifiées » dans le Miocène.

4) Épaisse série gréseuse formant les reliefs mêmes du Djebel Rihoune et soulignant admirablement sa structure anticlinale. Les grès sont calcaires, fins, à patine jaunâtre ; ils sont divisés en bancs d'épaisseur très variable (de 1 à plusieurs mètres) qui soulignent bien la stratification ; les grès qui sont souvent friables prennent de ce fait un modelé arrondi ; ils contiennent par place des boules de grès très bien cimentés.

Des variations de faciès et d'épaisseur affectent cette série gréseuse ; elles sont visibles sur le flanc S de l'anticlinal, à la limite des feuilles de Taine et d'Er Rebiba, où des marnes s'intercalent dans la série gréseuse. Encore plus à l'E apparaissent des phénomènes très difficiles à expliquer de façon simple et que nous ne chercherons à interpréter que lorsque nous aurons examiné le problème du Djebel Rihoune dans son ensemble (voir fig. 111 et 112).

5) Épaisse série marneuse, localement chargée de petits bancs de grès, surtout sur la f. d'Er Rebiba ; interstratifiés dans ces marnes, on remarque des terrains anté-miocènes (Oligocène, Éocène, Trias).

6) Série marno-gréseuse subhorizontale du Sersou.

Les problèmes du Djebel Rihoune.

Les coupes ci-jointes (fig. 111 et 113) ainsi que la carte au 1/200.000, complétées par la figure 112 montrent, sans qu'il soit nécessaire d'insister, que des lambeaux d'Éocène inférieur, de Lutétien, d'Oligocène et de Trias sont interstratifiés dans le Miocène, à des niveaux variables. Ces lambeaux sont importants sur les flancs S et W du Rihoune ; ils sont par contre très réduits au cœur du Rihoune et sous le Kef el Djelid (f. Er Rebiba) où M. Kiecken, Géologue à la S.N. REPAL, a découvert de très petits copeaux de Lutétien et d'Yprésien qui n'ont souvent que quelques mètres d'épaisseur et disparaissent très vite latéralement. Le plus bel exemple de ces lambeaux peut s'observer en $x = 457,1$ $y = 265,2$ (f. Taine) où des marnes très brunes du Lutétien (daté par la microfaune) apparaissent au milieu de vastes affleurements de marnes miocènes gris clair.

On pourrait penser, au premier abord, que ces lambeaux jalonnent des contacts anormaux importants ; dans ce cas le Miocène qui surmonte ces lambeaux devrait lui aussi être charrié, ce qui reviendrait à charrier tout le Miocène du Djebel Rihoune dont la tectonique d'ensemble est pourtant bien simple. Cette simplicité structurale ne peut cependant être considérée comme décisive

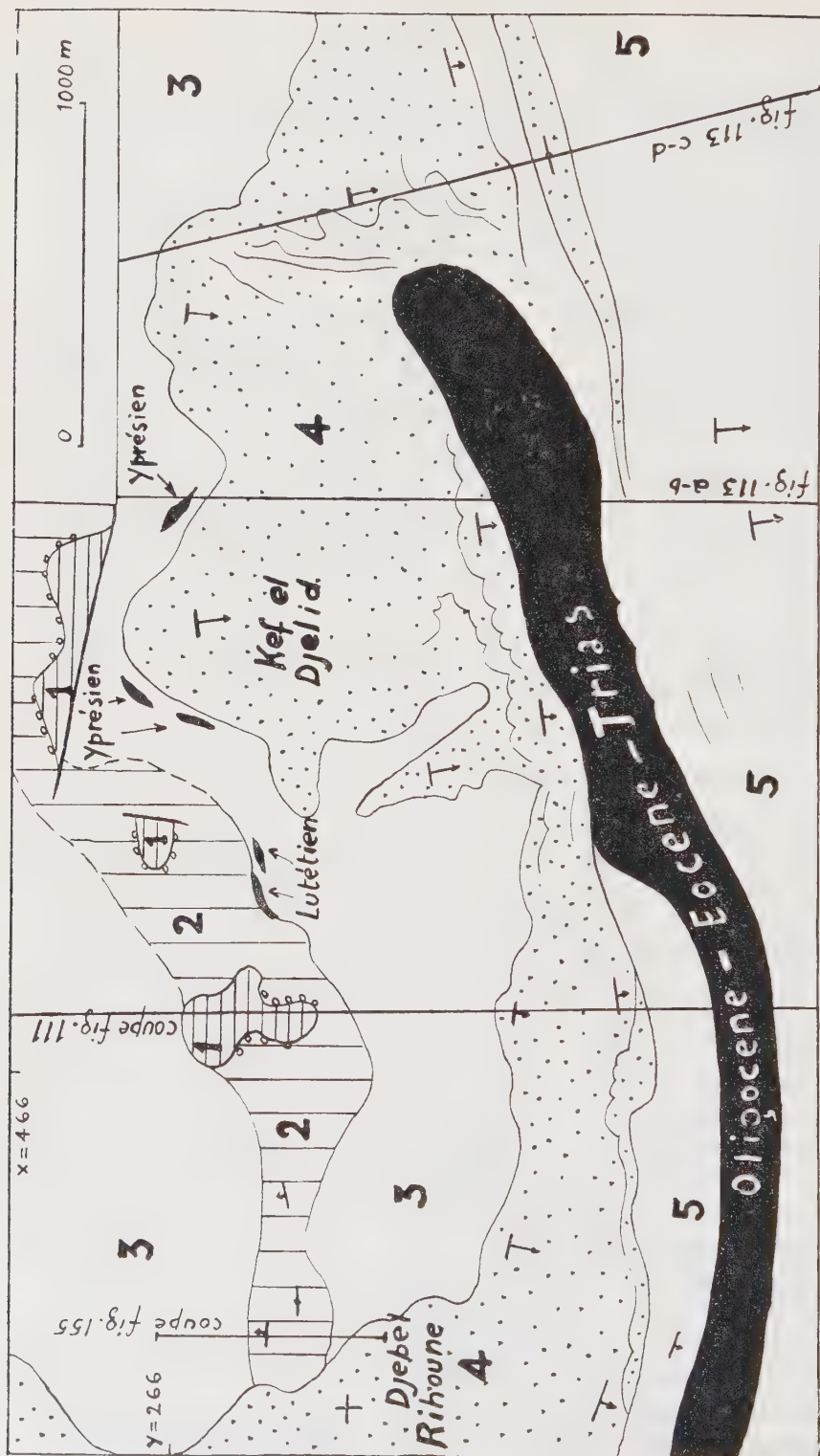


Fig. 112. — Carte schématique des environs du Djebel Rihoune ; les chiffres renvoient au texte (p. 283-285) ; tous les terrains anti-miocènes sont en noir.

car de grandes masses peuvent garder une allure très tranquille même si elles ont subi de forts déplacements ; mais d'autres faits permettent de conclure ; en effet les différents niveaux miocènes du Djebel Rihoune s'enfoncent sous le Miocène marno-gréseux du Sersou qui, lui, est indiscutablement en place (fig. 111).

Les niveaux apparaissant au cœur de l'anticlinal du Djebel Rihoune appartiennent donc, soit à du Miocène autochtone, au même titre que la série du Sersou, soit à du Miocène allochtone recouvert par des dépôts miocènes post-nappes.

Or cette dernière hypothèse est peu probable pour les raisons suivantes :

1) il n'existe aucune discordance tectonique continue à l'intérieur du Miocène du Rihoune ; la série est concordante ; or, si des dépôts post-nappes recouvraient de l'allochtone, ce n'est pas une concordance, mais une discordance générale qu'il faudrait rencontrer ;

2) si le Miocène du Rihoune appartenait à une boutonnière d'allochtone, il faudrait, sur le flanc SW, mettre la limite entre le Miocène post-nappe et le Miocène allochtone dans une série marneuse homogène et concordante.

L'hypothèse la plus simple consiste donc à supposer que le Miocène du Djebel Rihoune est autochtone et que les lambeaux anté-

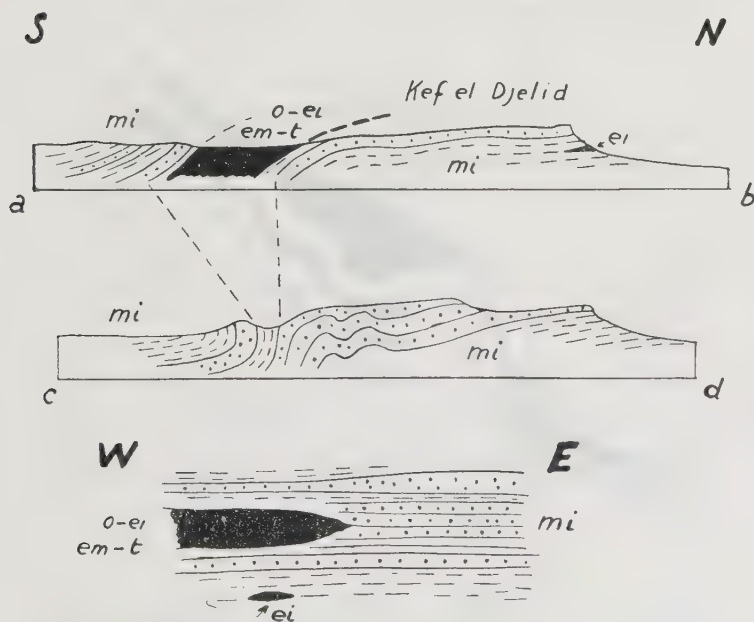


FIG. 113. — Coupes du Kef el Djelid et allure probable de la « klippe sédimentaire » intra-miocène. Le tracé des coupes ab et cd se trouve sur la fig. 112 ; la coupe inférieure, perpendiculaire aux deux précédentes, est interprétative ; les terrains anté-miocènes (Trias, Éocène inférieur et moyen, Oligocène) sont en noir.

miocènes qui y sont interstratifiés, ne sont dus qu'à des phénomènes sédimentaires. Ces lambeaux sont comparables aux « klippes sédimentaires » de Lamare (1946), aux lentilles d'allochtone qui ont été découvertes interstratifiées dans le Miocène en avant de la nappe prérfaine au Maroc (Lévy G. et Tilloy R. 1952) ou aux blocs de grosse dimension (1000 m $\times$ 100 m) qui ont glissé dans la mer éocène, au Vénézuéla (Renz O., Lakeman R., Meulen E., 1955) ou encore aux blocs emballés dans le Wildflysch alpin.

c) Le problème du Miocène du versant NW de l'Amrouna (f. Teniet el Haad et Pont du Caïd).

Le Miocène inférieur qui repose dans cette région (centre en $x = 446$, $y = 300$) sur le Barrémo-Aptien, présente des caractères bien particuliers : tout se passe comme si la partie supérieure du Barrémo-Aptien était chargée de lentilles de Miocène d'épaisseur et de longueur très variables (fig. 114, 115, 116).

L'hypothèse la plus immédiate consiste à admettre que les lambeaux de Barrémo-Aptien qui se trouvent au-dessus des

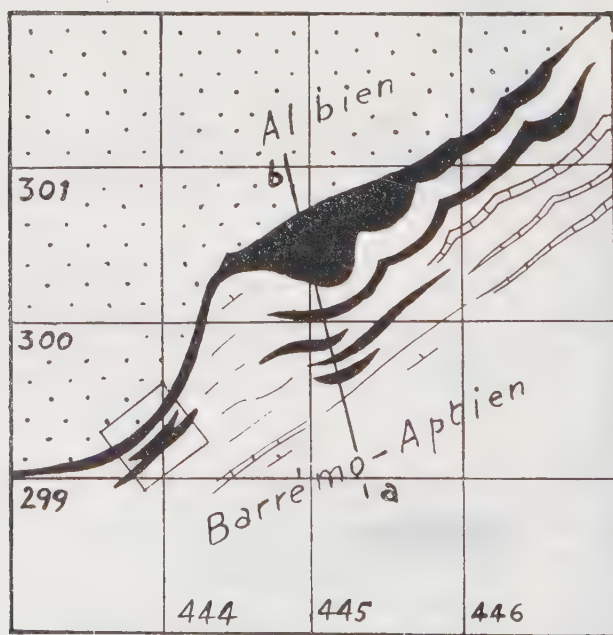


FIG. 114. — Carte schématique des lentilles de Miocène du versant NW de l'Amrouna ; ab, tracé de la coupe fig. 115, le cadre situé vers $x = 443$, $y = 299$ (coordonnées Lambert) entoure le territoire de la fig. 116.

différentes intercalations de Miocène sont charriés et viennent du NW ; l'explication serait alors purement tectonique ; de très nombreux contacts anormaux sillonneraient la partie supérieure du Barrémo-Aptien.

Mais des observations de détail permettent de douter de la validité de cette hypothèse tectonique ; on observe en effet que de gros lambeaux de calcaires aptiens interstratifiés dans du Miocène passent latéralement sans que l'on rencontre des contacts mécaniques à des conglomérats très grossiers, dont les blocs atteignent plusieurs mètres cubes (fig. 115 et 116). Cette disposition prouve que, dans ce cas, le calcaire aptien n'est pas une « klippe tectonique », mais une « klippe sédimentaire » (au sens de Lamare 1946).

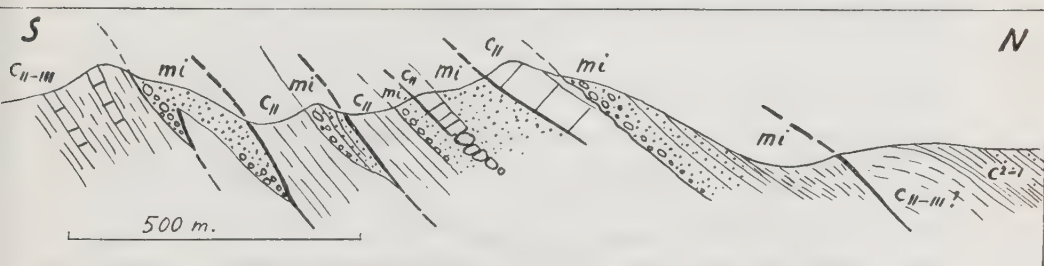


FIG. 115. — Coupe des lentilles miocènes du compartiment monoclinal de l'Amrouna ; CII : Barrémien ; CII : Aptien ; CII-1 : Albien ; mi : Miocène. La trace de la coupe se trouve sur la figure 114.

Cette hypothèse de « klippe sédimentaire » doit-elle s'appliquer à toutes les lames de Crétacé ? Plusieurs faits nous y incitent car :

a) lorsque les lames de Crétacé se biseautent dans du Miocène, celui-ci n'est pas particulièrement tectonisé ; on remarque par contre souvent que le Miocène se charge de conglomérats. Or si la lame crétacée avait été mise en place par l'intervention d'une tectonique tangentielle, un contact anormal devrait la limiter et se poursuivre dans le Miocène,

b) on ne voit jamais dans la série étudiée de contacts mécaniques spectaculaires jalonnés par des brèches tectoniques ; or, de telles brèches devraient exister dans le cas de séries calcaires charriées.

Faute d'arguments contraires, nous admettons donc au moins provisoirement que **nous sommes en présence de lames de Crétacé, ayant glissé dans la mer miocène.** Il s'agirait donc de « klippes sédimentaires », beaucoup plus importantes que celles décrites par Lamare dans les Pyrénées, puisque l'une des lames atteindrait

près de 3 km de longueur, sur une cinquantaine de mètres d'épaisseur ; il s'agirait d'exemples comparables à ceux du Vénézuéla (Renz, Lakeman, Meulen, 1955) où elles atteignent plus d'un km.

Remarquons que ces lames n'ont vraisemblablement pas une origine lointaine puisque leur faciès ne se retrouvent que dans l'autochtone sous-jacent. Dans ces conditions, nous admettrons volontiers que ces lames se sont détachées d'un massif émergé correspondant en gros au massif autochtone actuel et qu'elles ont glissé dans la mer la bordant à l'W ou au N ; c'est probablement parce que la série crétacée offrait un léger pendage vers la mer que les décollements purent se produire aussi aisément. Signalons pour terminer que tout le Miocène de la région n'est pas conglomératique et détritique, car au-dessus des niveaux de base de la lame la plus élevée, apparaissent des marnes grises contenant une riche microfaune du Miocène ; les glissements ne se sont donc produits qu'au début de la transgression miocène.

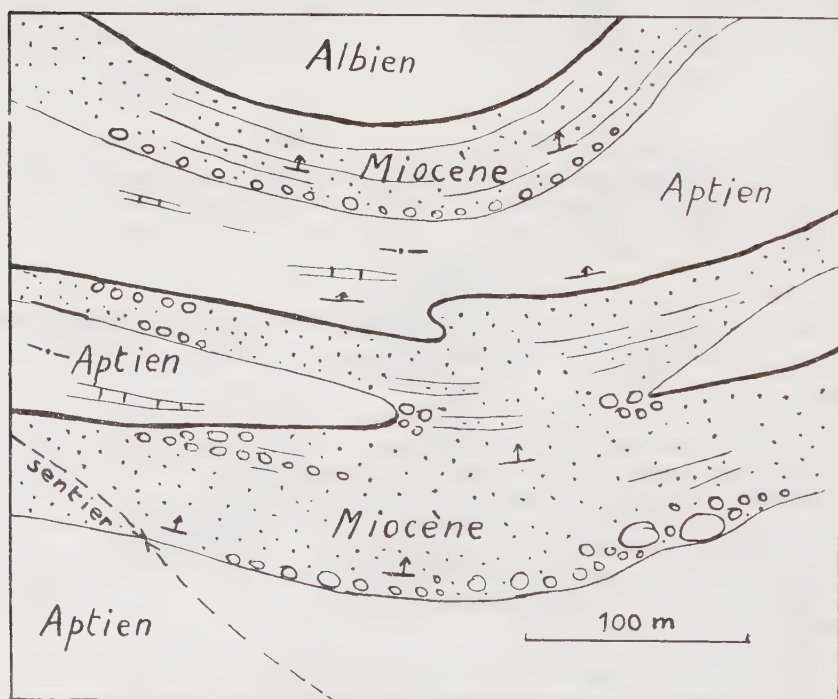


FIG. 116. — Carte détaillée montrant la disposition des lentilles miocènes de l'Amrouna.

3) FAUNE ET AGE DU MIOCÈNE INFÉRIEUR AUTOCHTONE

Les niveaux grésocalcaires de base ont fourni (dét. D. Mongin) :
 en $x = 439,7$ $y = 286,8$ (f. Teniet el Haad) :

Pecten fuchsi Font. (Burdigalien, Helvétien)

en $x = 455,0$ $y = 289,6$ (f. Teniet) :

Pecten revolutus Michelotti (Burdigalien, Helvétien)

en $x = 434$, $y = 290$ (f. El Meddad) :

Pecten revolutus Michelotti

— *pseudo-beudanti* Depéret et Roman (Burdigalien)

Ficheur signalait en outre à Trolard Taza (1900, p. 578) :

Pecten burdigalensis Lamarck (Burdigalien-Helvétien)

Pecten vindascinus Font. (= *Flabellip. fraterculus* Sow.)
 (Burdig.-Helv.)

Pecten pomeli Brives (= *P. revolutus* Mich.) (Burd., Helv.,
 Tort.)

Près de cette localité nous avons découvert en $x = 460,0$
 $y = 286,5$ (dét. CEDP) :

Gryphaea gryphoides (Schlotheim) (= *Ostrea crassissima*
 Lamarck) (Miocène-Pliocène)

Tellina planata (Linné) (Helvétien-Tortonien-Pliocène)

Parmi les Échinides J. Devries a reconnu :

Clypeaster intermedius Des Moulins (Burdigalien-Helvétien)
 (trouvé en $x = 439$, $y = 298$)

Echinolampas inaequalis Pomel (trouvé en $x = 455,3$
 $y = 284,9$)

Sur la feuille de Sidi Madjoub nous avons découvert des calcaires à Miogypsines (en $x = 474,5$ $y = 302,9$) parmi lesquels C.W. Drooger a reconnu :

Miogypsina mediterranea Brönnimann (Miocène inférieur).

Enfin les marnes ont fourni une abondante microfaune dont la liste située page 277 donne une idée.

Comme nous n'avons pas découvert de gisements riches tant en individus qu'en espèces, qui seuls permettraient d'entreprendre une étude paléontologique détaillée (les fossiles cités plus haut ne permettent pas de distinguer le Burdigalien de l'Helvétien) nous parlerons prudemment de Miocène inférieur sans plus de précision.

B. LE MIOCÈNE I DU COMPLEXE A

Bien qu'il présente des faciès assez variables, il est d'une façon générale, et mis à part les habituels niveaux détritiques de base, moins marneux et plus gréseux. En raison de la diversité des faciès nous nous contenterons de décrire quelques coupes en

insistant sur les affleurements les plus intéressants et essentiellement sur ceux qui n'avaient jamais été remarqués et qui sont importants au point de vue tectonique.

1) LE MIOCÈNE DES ENVIRONS DE BOU CAID

(f. Molière, voir fig. 17)

D'importants affleurements de Miocène inférieur apparaissent au pied du Grand Pic de l'Ouarsenis, au milieu du flysch albien, et dans des situations tectoniques très complexes. Ils avaient jusqu'à présent été attribués au Crétacé (Calembert, 1952). Comme le montre la figure 167, on ne peut relever que des coupes très partielles. On rencontre les faciès suivants :

a) *Les conglomérats.*

Ils jalonnent toujours la base du Miocène. Les galets sont généralement bien roulés ; leur taille moyenne ne dépasse pas le décimètre, mais on rencontre des blocs de près de 50 cm de côté. Ces conglomérats sont habituellement peu cimentés ; leur ciment est souvent constitué de grès friables ou même de marnes ; on a d'ailleurs l'impression que les marnes interstitielles ne sont que des galets marneux altérés, car il n'est pas rare d'observer des conglomérats uniquement constitués de galets très anguleux de schistes et de marnes du Crétacé inférieur et moyen.

La nature des galets est extrêmement variée ; nous avons récolté :

- des pegmatites provenant du socle antétriasique,
- des calcaires jurassiques (Lias et Dogger),
- des calcaires à Orbitolines (Aptien),
- des grès-quartzites du Crétacé inférieur et moyen,
- des schistes et marnes du Crétacé moyen.

b) *Les grès, les calcaires et les marnes.*

Ils surmontent toujours les conglomérats ; les grès se présentent en petits bancs à patine brune, et alternent avec des niveaux plus marneux ; d'habitude leur grain est fin, mais ils peuvent devenir très grossiers. Quelquefois on trouve de gros bancs plus ou moins quartziteux ; il est alors difficile de savoir s'il s'agit de gros bancs de grès-quartzites albiens remaniés, ou de grès miocènes provenant de la destruction de l'Albien.

De minces lentilles de calcaires détritiques sont associées aux grès ; elles contiennent des macroforaminifères et en particulier des Miogypsines qui appartiennent probablement, d'après C. W. Drooger, à : *Miogypsina intermedia* Drooger, espèce du Burdigalien supérieur d'Aquitaine. Ces Miogypsines sont abondantes en $x = 401,6$ $y = 287,3$ et surtout en $x = 400,8$ $y = 289,05$ où de nombreux petits bancs de microbrèches calcaires, à patine grise, sont intercalés dans des marnes et des grès.

Les marnes ne sont jamais bien franches ; il s'y intercale toujours de petits bancs de grès ; elles sont grises ou noirâtres, fréquemment gréseuses ; elles contiennent néanmoins une microfaune où J. Magné a reconnu les principales espèces caractéristiques du Miocène inférieur (voir Cheylan G., Magné J., Mattauer M., 1955).

L'allure extrêmement curieuse de certains bancs miocènes mérite d'être signalée, car il ne semble pas que la tectonique puisse l'expli-

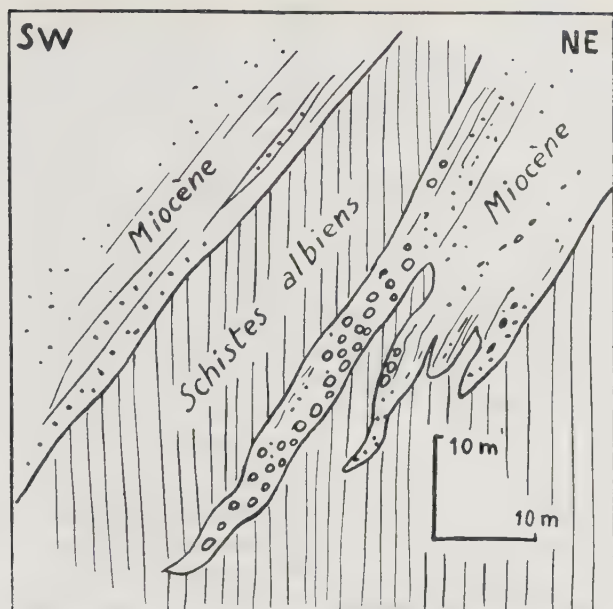


FIG. 117. — Coupe relevée en $x = 401, 55$, $y = 286, 8$ (f. El Meddad) et montrant l'allure du Miocène interstratifié dans le flysch albien.

quer à elle seule. Les coupes des figures 117 et 118 montrent que le Miocène « passe latéralement » à du flysch albien, car il est difficile d'expliquer la terminaison en dent de scie du Miocène par toute une série de contacts anormaux.

Nous interprétons par conséquent cette disposition par des glissements contemporains de la sédimentation miocène.

Cet exemple nous montre qu'il peut être difficile de séparer un phénomène tectonique d'un phénomène sédimentaire, c'est-à-dire que la tectonique peut parfois n'être qu'une forme particulière de la sédimentation.

2) LES LAMBEAUX MIOCÈNES DES ENVIRONS DE LA MAISON FORESTIÈRE D'EL HOUADEUR (f. El Meddad, fig. 119 et 156)

De nombreux lambeaux de Miocène sont dans cette région tectoniquement interstratifiés dans le Crétacé moyen où ils n'avaient jamais été remarqués.

Les lambeaux du Djebel Chemoura ($x = 412$, $y = 292$).

On y rencontre les faciès suivants :

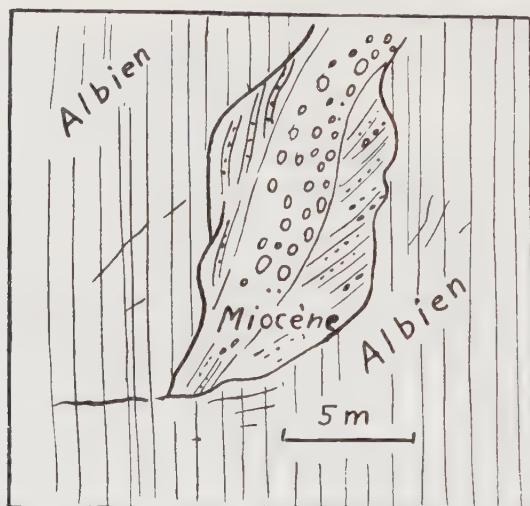


FIG. 118. — Coupe de la terminaison en coin d'un banc de Miocène interstratifié dans le flysch albien, en $x = 401,6$, $y = 286,85$ (f. El Meddad).

- conglomérats à galets bien roulés de grès-quartzites et de calcaires,
- niveaux très détritiques, à débris d'Huitres,
- grès très cimentés, rugueux, à patine brun sombre,
- grès fins, glauconieux, verdâtres,
- marnes grises, légèrement gréseuses, quelquefois glauconieuses.

Les lambeaux de la maison forestière d'El Houadeur ($x = 413,4$, $y = 290,1$).

La tectonique reste très complexe ; on rencontre les faciès suivants :

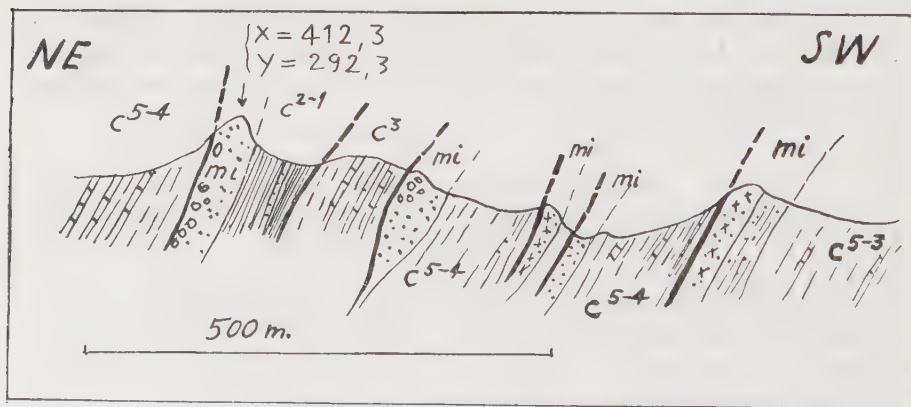


FIG. 119. — Coupe du Djebel Chemoura (f. El Meddad) montrant les nombreux lambeaux de Miocène ; C2-1 : Albien inférieur et moyen ; C3 : Albien supérieur ; C5-4 : Cénomanien ; mi : Miocène.

- conglomérats à galets calcaires (Jurassique ?) (bien visibles en $x = 413,1$ $y = 290,6$). En $x = 413,9$ $y = 292,8$ nous avons rencontré des galets de : granites, calcaires à Orbitolines, calcaires à Polypiers, silex blanchâtres ou noirs,
- grès calcaires à grain fin et homogène, à patine jaunâtre ou légèrement brune ; en bancs bien réglés séparés par des intercalations marneuses,
- lits de marnes gris-bleu, plus ou moins gréseuses, elles-mêmes chargées de grès en plaquettes.

Les grès forment des bancs qui se remarquent facilement malgré les forêts de pins qui couvrent la région ; les marnes apparaissent parfois dans des situations invraisemblables ; il s'agit en effet de bancs de quelques mètres interstratifiés dans du Sénonien ou de l'Éocène (fig. 157).

**3) LES LAMBEAUX MIOCÈNES DE L'OUED FODDA,
DE L'OUED EL DJIR (vers $x = 418$, $y = 283$; fig. 172)
ET DU SOUK EL TNIN (fig. 169)**

Il s'agit toujours, comme dans les cas précédents, de lames interstratifiées dans une série crétacée et tertiaire ; on retrouve les mêmes types de faciès :

- conglomérats ou grès très grossiers, à nombreux galets de calcaires (Jurassique ?) et de grès-quartzites (Crétacé), contenant localement des débris d'Huitres. En $x = 416,9$ $y = 282,6$ le conglomérat nous a fourni : des calcaires à Orbitolines (dont *Orbitolina concava* Lamarck (dét. M. Lys), des calcaires à Miliolidés (*Quinqueloculina*, *Nummoloculina*, *Massilina*...), à *Rhapydionina* et *Cuneolina* sp. et de petites *Cosinella* (*Praecosinella* ?) (dét. M. Reichel).

L'origine de ces calcaires, appartenant vraisemblablement au Cénomanienn, pose un problème car de tels faciès sont inconnus dans la région :

- grès à patine brune, à débris de Pectens, d'Huitres, quelquefois glauconieux, en bancs bien réglés,
- des bancs de grès tachetés s'intercalent quelquefois dans des marnes gris-bleu, généralement sèches et dures, se débitant en grosses plaques, par exemple en $x = 418$, $y = 282$, où elles ont fourni une microfaune caractéristique du Miocène inférieur.

Signalons en $x = 417,9$ $y = 283,55$ des calcaires détritiques contenant de nombreux Bryozoaires et des débris de Pectinidés.

Plus au NE, au S du Souk el Tnin, on rencontre encore des lambeaux de Miocène tectoniquement intercalés dans l'Albien (fig. 169) ; il s'agit surtout de marnes grises plus ou moins gréseuses qui fournissent une microfaune miocène.

4) LE MIOCÈNE AU NW DE TENIET EL HAAD

A 3 km au NW de Teniet el Haad, une bande NS de Miocène

apparaît entre l'Albien et le Cénomanien du Djebel Bou Zouar ; on peut y relever de bonnes coupes partielles qui montrent (fig. 120) :

- une assise de base, d'environ 50 m de puissance, légèrement conglomératique à la base, devenant de moins en moins grossière vers le haut. On remarque des bancs de grès grossiers à patine brune, pétris de Pectinidés et d'Ostracés ; les bancs de grès, parfois glauconieux, se chargent vers le haut de marnes gréseuses et de marnocalcaires ; ces grès nous ont fourni (dét. D. Mongin) :

Pecten revolutus Mich. (Burdigalien, Helvétien-Tortonien)

— *pseudo-beudanti* Dep. Rom. (Burdigalien)

Chlamys haueri Mich. (Aquitanién, Burdigalien, Helvétien)

— *pseudo-pandorae* Cotter (Burdigalien)

Cet ensemble de Pectinidés indique qu'il s'agit de Burdigalien :

- des niveaux plus marneux localement chargés de petits bancs de grès brun plus ou moins en plaquettes, qui donnent à la série un faciès flysch.

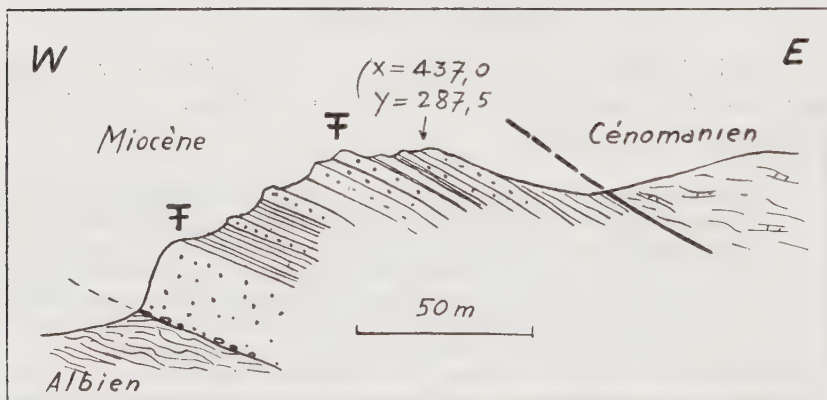


FIG. 120. — Coupe du Miocène du Djebel Bou Zouar.

Des faciès tout à fait analogues, et qui ressemblent d'ailleurs beaucoup à ceux du Miocène autochtone tout proche, sont emballés dans l'Albien, plus à l'W, en $x = 434$, $y = 289$ (f. El Meddad).

5) LES FACIÈS DU DOUAR KHOBAZZA

(NW f. Teniet el Haad, SW f. Pont du Caïd)

Le Miocène qui, dans cette région, est inclus dans les unités tectoniques inférieures, est d'une façon générale assez marneux.

Il s'agit de marnes grises assez semblables à celles du Cénomanien ; elles donnent comme ces dernières une teinte très blanche aux affleurements ; on y trouve les mêmes lits de calcite fibreuse. Il s'y intercale cependant tou-

jours des bancs plus ou moins épais de grès calcaires fins, à patine jaunâtre ou brunâtre, quelquefois glauconieux. Les marnes contiennent généralement une microfaune caractéristique du Miocène ; on y trouve cependant quelquefois des microfaunes cénomaniennes sans trace de formes miocènes ; plutôt que d'admettre l'existence de lambeaux de Cénomaniens interstratifiés dans le Miocène, nous pensons qu'il s'agit de microfaunes cénomaniennes remaniées ; ce remaniement explique d'ailleurs la similitude des deux faciès.

D'importantes barres gréseuses apparaissent cependant dans le Miocène du Djebel Taguenit ($x = 438,7$ $y = 300$ f. Teniet el Haad, fig. 121) où elles sont associées à des conglomérats à gros galets de grès-quartzites (jusqu'à 50 cm de côté) très bien arrondis. Les grès sont parfois glauconieux et contiennent des Pectinidés.

Un faciès bien particulier et très caractéristique apparaît plus au N, particulièrement en $x = 439,5$, $y = 301,5$ (f. Pont du Caïd). Il s'agit de calcaires très détritiques, formés par l'amoncellement de débris d'Huitres, de Pectinidés et surtout de Bryozoaires qui forment des rognons à patine brunâtre et qui appartiendraient, d'après E. Buge, au groupe des Bryozoaires Ascophores.

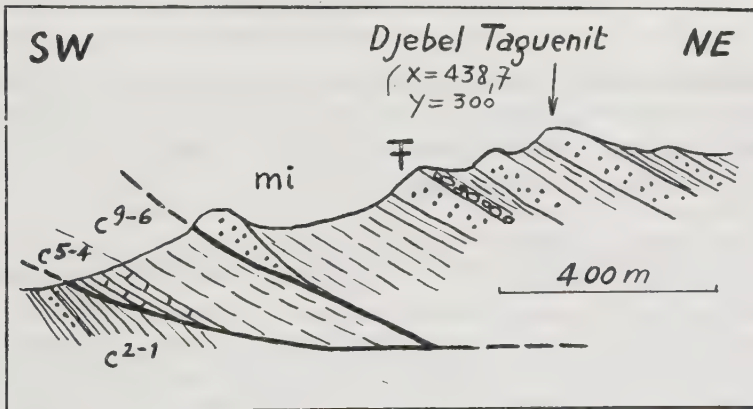


Fig. 121. — Coupe du Miocène inférieur du Djebel Taguenit (f. Teniet el Haad) ; C2-1 : Albien ; C5-4 : Cénomaniens ; C9-6 : Sénonien ; mi : Miocène.

6) LE MIOCÈNE DE BIR BEN ABOU

(f. Pont du Caïd, fig. 102)

Il est interstratifié dans du Cénomaniens. Lorsqu'il s'agit de grès glauconieux ou de grès jaunâtre à galets de grès-quartzites albiens, il se reconnaît aisément ; mais au-dessus de ces niveaux de base,

on trouve des marnes en tous points analogues à celles du Cénomanién environnant, mise à part la présence de grès fins, brun sale, légèrement glauconieux, et à débris de plantes qui s'y intercalent parfois ; les marnes fournissent d'ailleurs par exemple en $x = 441,3$ $y = 306,4$), à côté de rares formes miocènes, de nombreux Foraminifères cénomaniens, ce qui prouve que la ressemblance signalée provient du remaniement des marnes cénomaniennes par le Miocène.

7) LE MIOCÈNE DE LA RÉGION DE DUTERTRE ET DE MARBOT

(f. Teniet el Haad)

Il repose en discordance et transgression sur le Barrémo-Aptien : la base est conglomératique et très détritique ; elle est surmontée par une série à faciès flysch formée par des marnes alternant avec de petits bancs de grès en plaquettes, à patine brune, et contenant de nombreux débris de plantes, particulièrement en $x = 449,1$ $y = 294,7$. Plus haut, la série est franchement marneuse ; les intercalations gréseuses ou glauconieuses deviennent très rares.

8) LE MIOCÈNE DU DJEBEL BOUKBA ET DU MASSIF DES MATMATAS

(SE f. Pont du Caïd ; fig. 155)

Les affleurements miocènes couvrent dans cette région plusieurs dizaines de km² qui avaient jusqu'à présent été cartographiés en Crétacé (carte au 1/500.000 Alger-Nord, 1952). On retrouve les faciès étudiés précédemment à savoir :

- conglomérats à galets de grès-quartzites,
- calcaires détritiques à Pectinidés, Huîtres, Bryozoaires, Amphistégines, etc...,
- marnes grises, quelquefois gréseuses,
- et surtout grès fins, à patine jaunâtre, ou brunâtre en petits bancs ou en grosses barres qui soulignent la structure ; ces passées gréseuses qui donnent au Miocène de cette région un cachet particulier.

a) Coupe du Djebel Boukba ($x = 456$, $y = 303,5$).

Le Miocène apparaît ici sous ou dans le flysch albien. A quelques centaines de mètres au SE de la maison forestière de Boukba, on remarque une lentille de Miocène interstratifiée dans le flysch albien (l'Aïn Boukba en sort en $x = 454,9$ $y = 304,5$) (fig. 122).

Il s'agit de calcaires très détritiques, à cassure brun-sombre, pétris de débris de Pectinidés, Huîtres, Balanes, Bryozoaires, Algues ; le ciment contient de très nombreuses Amphistégines ; la série se termine par un banc conglomératique d'environ 1,5 m ; les galets qui atteignent jusqu'à

1 m³ sont très bien roulés et formés de grès-quartzites fissurés ; ces conglomérats se développent vers l'W où ils soulignent la terminaison de la lentille.

La bande miocène du Djebel Boukba même, apparaît sous le flysch albien (fig. 155) et fournit une bonne coupe le long du sentier passant à la cote 871 (x = 453,9 y = 303,2).

Le contact Albien-Miocène est jalonné par un banc de 3 à 4 m de conglomérats à blocs de grès quartzites atteignant 1m³, conglomérats que l'on retrouve d'ailleurs à différents niveaux. La série est grésocalcaire et marneuse avec passage progressif de l'un à l'autre terme ; le faciès des grès est très varié : grés-

calcaires très détritiques, à Pectinidés, Huîtres, Bryozoaires ; grés glauconieux, grossier ou fin, à patine très brune, ou plus souvent très calcaire à grain fin et homogène, à patine jaunâtre ; ce sont ces derniers qui forment les crêtes du Boukba. Signalons encore des grés-quartzeux à patine rougeâtre ou brunâtre en petits bancs rugueux, les grains de quartz restant en relief. Les intercalations marneuses sont nombreuses, elles sont souvent gréseuses et ont fourni en plusieurs endroits une microfaune caractéristique du Miocène inférieur. Tous les faciès alternent sans aucun ordre. On pourrait penser à première vue, en raison de la présence d'un conglomérat à la limite Albien-Miocène, que le Miocène apparaît en position renversée. Or tout porte à croire qu'il n'en est rien ; le grainoclassement est, lorsqu'il est visible, normal ; les coquilles remaniées de Pectinidés sont souvent disposées de façon à montrer leur convexité tournée vers le haut ce qui est l'indice d'une série normale (Schrock, 1948, p. 315).

Dans ces conditions, et comme des conglomérats jalonnent souvent les contacts Miocène-Albien et sont intercalés dans le Miocène, il est normal d'évoquer des mouvements contemporains de la sédimentation miocène ; peut-être même l'Albien de tout le Djebel Boukba a-t-il glissé dans la mer miocène.

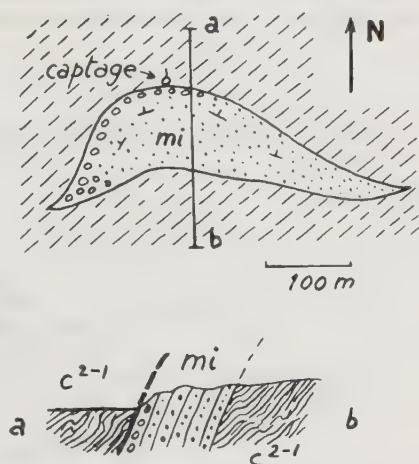


FIG. 122. — Carte et coupe de la lentille miocène interstratifiée dans l'Albien du Djebel Boukba.

Cette hypothèse est appuyée par des observations que l'on peut faire sur le versant S du Djebel Boukba, en $x = 454,9$ $y = 301,9$: le contact Albien-Miocène est lui aussi jalonné par des conglomérats à énormes blocs de grès-quartzites (plusieurs m³) et on a l'impression d'un passage progressif entre l'Albien en place et le Miocène conglomératique (fig. 123) ; il semble donc bien qu'il y ait eu des glissements dans la mer miocène.

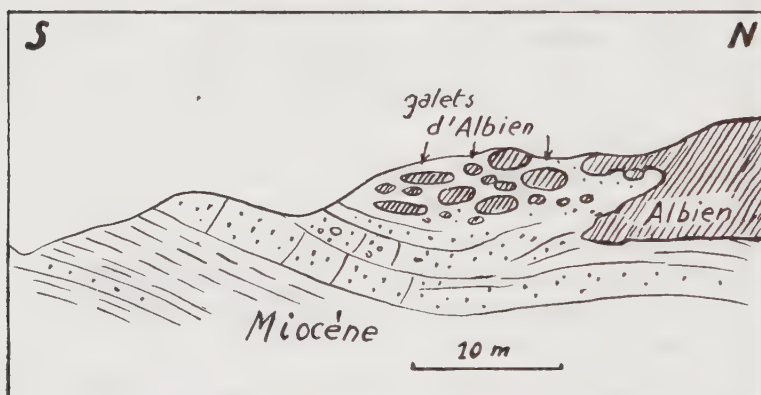


FIG. 123. — Détail du contact Albien — Miocène sur le versant S du Djebel Boukba.

b) Le Miocène de la forêt des Matmatas (fig. 155).

D'importantes barres gréseuses soulignent la structure NNE-SSW du Miocène de cette région.

Il s'agit de grès-quartzeux (taille moyenne des éléments, inférieure au millimètre), à ciment calcaire ; l'épaisseur des bancs varie de quelques décimètres à plus de 10 m ; leur patine varie du jaune sale au brun ; ils peuvent être glauconieux. Ils ne contiennent que rarement des fossiles ; un bon gisement est visible en $x = 458,25$ $y = 301,45$; des grès brun-rouille, décalcifiés, intercalés dans des conglomérats, sont pétris de moules en creux de Gastéropodes, Polypiers, Pectinidés, parmi lesquels D. Mongin a reconnu :

Chlamys cf. *palmata* Lamark (Burdigalien-Helvétien)

— cf. *justiana* Fontannes (Burdigalien).

Les grès alternent avec des marnes grisâtres ou verdâtres qui peuvent devenir très abondantes ; des bancs conglomératiques s'y intercalent, parmi lesquels on peut distinguer les types suivants :

- conglomérats à gros galets bien arrondis de grès-quartzites de l'Albien, associés à des grès-calcaires à Pectinidés et Ostracés ;

- conglomérats à petits galets (de l'ordre du cm^3) de :
 - silex d'un blanc-laiteux à Miliolites et *Rhapydionina* ou *Praerhapydionina* (Crétacé moyen-supérieur ?)
 - calcaire noir légèrement glauconieux (Éocène ?)
 - calcaire à débris à Bryozoaires et à *Orbitoides* (Sénonien)
 - calcaire sublithographique gris à Miliolites (Crétacé supérieur ?)
 - silex noirs (Yprésien ?)
 - grès blancs, passant à des grès-quartzites, à grains de quartz anguleux et à débris de Bivalves (Lutétien ?)
 - calcaire crème légèrement gréseux, à débris de Bivalves (Lutétien ?)

Ce type de conglomérat, qui apparaît en petits bancs au sein d'une série marno-gréseuse est particulièrement abondant vers $x = 459,7$ $y = 304,6$. L'origine de tous ces galets reste problématique, car il s'agit de faciès qui n'ont jamais été trouvés en place et qui sont inconnus dans cette partie du Tell.

— Niveaux conglomératiques peu épais intercalés dans des marnes verdâtres et associés à des grès brunâtres, plus ou moins en plaquettes ; ils contiennent :

- des silex noirâtres zonés (Yprésien ?)
- des calcaires à *Ostrea multicosata* Desh. (Lutétien supérieur). Un tel gisement est visible en $x = 461,55$ $y = 303,2$.

Les marnes, qui fournissent toujours une microfaune caractéristique, contiennent souvent de petits bancs de grès en plaquettes, à débris de plantes qui arrivent à lui donner une allure de flysch ; ces grès peuvent passer à des grès-quartzites, à la base desquels on remarque les figures de charge et de fluxion habituelles pour ce genre de faciès.

Signalons que des calcaires détritiques à Huitres et Pecten, intercalés dans la série, nous ont fourni en $x = 458,6$, $y = 304,0$ des *Miogyssines* où C.W. Drooger a reconnu des formes proches de :

Miogyssina cushmani (Miocène)

et des éléments du groupe de :

Miogyssinoides complanata Schlumberger que C. W. Drooger considère comme remaniés¹.

Un autre gisement fossilifère a été découvert en $x = 458,5$ $y = 306,0$; il s'agit là d'une lentille de Miocène interstratifiée dans du Cénomaniens ; à côté de conglomérats à galets de grès-quartzites, on rencontre des Polypiers dont (dét. J. Chevalier) :

Thegioastraea nov. sp. (le type est Burdigalien)

1. Signalons que ce remaniement ne va pas sans soulever des difficultés ; le Miocène de cette région repose en effet toujours sur du Crétacé et jamais sur de l'Oligocène. La solution la plus simple consiste dans ces conditions à supposer que les deux espèces ont coexisté.

c) La barre miocène du marché des Matmatas (ce dernier en $x = 463,3$, $y = 306,4$).

Alors que l'épaisseur du Miocène précédemment étudié atteignait plusieurs centaines de mètres, il s'agit là d'un horizon essentiellement gréseux beaucoup moins épais, qui forme les belles falaises dominant le marché des Matmatas.

Aux abords du marché même, on rencontre à la base une quinzaine de mètres de marnes gréseuses chargées de bancs de grès jaunâtres ; puis apparaissent progressivement de gros bancs de grès à la base desquels on rencontre de nombreux galets de calcaire (Aptien ?), de grès-quartzites et de marnes ; au-dessus enfin, c'est une grosse barre gréseuse à patine brunâtre et à grain très homogène dont la stratification est bien soulignée par des bancs bien réglés.

Plus à l'E, au Kef el Aouda ($x = 464,9$ $y = 306,5$), on rencontre des niveaux un peu différents ; structuralement au-dessus d'une grosse barre gréseuse (mais la série est probablement renversée), apparaît une combe formée de marnes rouges chargées de petits bancs de grès à patine brune assez fossilifères qui nous ont fourni un ensemble de Mollusques indiquant le Burdigalien (dét. D. Mougin) :

Pecten fuchsi Font. (Burdigalien-Helvétien)

— *pseudo-beudanti* Dep. Roman (Burdigalien)

Laevicardium (*Discors*) *spondyloides* v. Hauer (Helvétien-Tortonien)

Chlamys scabrella Lk. ss. sp. *sarmenticia* Goldf. (Burdigalien et Sahélien ?)

Arca (*Anadara*) *turoniensis* (Duj.) (Burdigalien-Tortonien)

Turritella subtriplicata d'Orb. (Burdigalien)

Protoma proto Bast. var. *fabreae* Catz. Mong. (Aquitanienn-Burdigalien)

Turritella eryna d'Orb. var. *polycosmeta* C. et P. (Burdigalien)

Ampulina sanctistephani C. et P. (Miocène inférieur)

Chione cf. *casinoides* Bast. (Burdigalien)

Les mêmes grès contiennent des galets de calcaires oolithiques (Aptien ?) et des silex éocènes.

Plus à l'E, ces faciès ont disparu ; il ne subsiste plus que des grès avec des intercalations peu abondantes de marnes verdâtres localement gréseuses.

C. LE MIOCÈNE INFÉRIEUR DE LA NAPPE B

Dans le Miocène de la nappe B apparaissent d'importantes intercalations gréseuses qui restent en relief au milieu des marnes crétacées et tertiaires, et qui donnent à la bordure sud-tellienne sa morphologie si particulière de chaînons gréseux escarpés et irrégulièrement alignés au milieu d'un pays marneux, monotone. Les marnes n'ont pas disparu ; elles sont toujours associées aux grès et prennent quelquefois un développement considérable ; il devient parfois très difficile de les séparer de celles du Crétacé ou de l'Oligocène autrement que par la microfaune toujours abondante. La macrofaune reste rare et localisée à des niveaux de base.

La série miocène atteint plusieurs centaines de mètres d'épaisseur, mais en raison des complications structurales, il est rarement possible de relever une coupe complète, d'autant qu'il ne s'y trouve aucun niveau repère.

1) ÉTUDE RAPIDE DE QUELQUES FACIÈS

a) Les grès.

Ils atteignent quelquefois plus de 100 m d'épaisseur. Ce sont toujours des grès-quartzeux à ciment calcaire, à grain fin et homogène et plus souvent friable ; leur patine et leur cassure sont jaunâtre clair ; ils sont souvent mouchetés (taches de couleur rouille). La stratification est toujours bien soulignée par des joints qui séparent des bancs de 1 à 2 m en moyenne. Très souvent, on rencontre au sein des grès friables, qui ont toujours un modelé arrondi, des boules de grès cimenté et dur que l'érosion laisse en relief ; le diamètre des boules varie de quelques décimètres à un mètre ; l'érosion a dégagé par endroits un très grand nombre de ces boules qui donnent aux affleurements un aspect chaotique. Nous n'avons jamais rencontré ni macrofaune ni microfaune au sein de ces grès.

Cet ensemble gréseux homogène est extrêmement plastique et on y décèle des plis très compliqués. On y rencontre en outre les faciès suivants :

- grès se débitant en plaquettes, fréquemment glauconieux, souvent couverts de *Radioles d'Oursins* et de *Foraminifères* ; il n'est pas rare d'y rencontrer, dans des niveaux brunâtres, des débris végétaux ;
- grès à galets de grès-quartzites et calcaires bien arrondis ;
- grès à galets aplatis de marnes.

b) Les marnes.

Il s'agit habituellement de marnes grises ou verdâtres, assez claires, qui ne se différencient que très difficilement de celles de l'Oligocène ou du Crétacé lorsqu'elles ne contiennent pas d'intercalations gréseuses ou glauconieuses. Elles se retrouvent à différents niveaux de la série, aussi bien à la base qu'au sommet, et passent d'ailleurs latéralement aux grès ; partout on retrouve la même microfaune.

c) Les conglomérats.

Ils sont assez rares et habituellement localisés aux niveaux de base ; l'étude de leurs galets est très intéressante ; on rencontre en effet, à côté de faciès du Jurassique et du Barrémo-Aptien,

analogues à ceux de la région, des faciès du Cénomanien, du Séno-nien et de l'Éocène, totalement inconnus dans cette partie du Tell.

2) ÉTUDE DE QUELQUES AFFLEUREMENTS

a) Le Miocène gréseux de la région de Bourbaki et de Taine.

Alors que la plupart des chaînons miocènes de cette région sont très disloqués, on voit apparaître dans la région de Bourbaki un vaste anticlinal dont le flanc N semble, à part quelques failles subméridiennes, assez simple (fig. 180). Une combe marneuse souligne le cœur de l'anticlinal ; au sommet de la coupe, la série se charge d'intercalations marneuses qui donnent une topographie plus molle, les bancs de grès deviennent moins épais, ils sont alors souvent lenticulaires et extraordinairement plissotés.

Plus à l'E, on retrouve la même série gréseuse au S de Taine, puis au Djebel ben Naouri ($x = 440$, $y = 268$) ; elle est toujours très disloquée au S mais simple au N ; là elle est surmontée par une combe marneuse (à la base marnes vert sombre à brunâtres, à intercalations très lenticulaires de grès-quartzites ; au sommet, marnes grises, conchoïdes) ; cette combe est elle-même dominée par une petite barre de grès en petits bancs, quelquefois glauconieux, à débris de Foraminifères et de Radioles d'Oursins ; les marnes situées au-dessus sont chargées de petits bancs de grès à galets de marnes et à *Ostrea multicostrata* du Lutétien. La micro-faune montre un mélange de formes du Lutétien et du Miocène inférieur.

b) Le Miocène marno-gréseux de la partie SW de la feuille de Taine.

Malgré la présence de nombreuses complications tectoniques on se rend compte que le Miocène de cette région est beaucoup plus marneux. Les barres gréseuses sont moins massives, quelquefois peu importantes (quelques mètres) et toujours noyées dans une épaisse série marneuse ; les grès présentent toujours le même faciès (friables, à patine jaunâtre) ; un banc glauconieux jalonne quelquefois le contact grès-marnes, par exemple en $x = 439,7$, $y = 264,4$, où les grès glauconieux contiennent des galets de grès-quartzites et de calcaires ; les marnes sous-jacentes ont fourni une microfaune miocène mêlée à de nombreuses formes céno-maniennes. Autant que les rares affleurements de Crétacé permettent de s'en rendre compte, il semble que le substratum de tout ce Miocène soit constitué de marnes céno-maniennes à filons de calcite

fibreuse¹ (« beef »). Des niveaux conglomératiques apparaissent quelquefois, mais ils ne jalonnent pas toujours la base de la série ; ils sont souvent associés à des grès-calcaires fossilifères.

Un bon gisement fossilifère se trouve en $x = 444,05$ $y = 262,4$ dans un banc de grès-quartzeux à ciment calcaire, localement glauconieux, et parfois conglomératique ; il nous a fourni (dét. D. Mongin) :

- Pecten fuchsi* Fontannes (Burdigalien-Helvétien)
- *pseudo-beudanti* Depéret et Roman (Burdigalien)
- *josslingi* Smith (Burdigalien)
- *revolutus* Mich. (Burdigalien-Helvétien)
- Flabellipecten expansus* Sow. (Burdigalien)
- cf. *pasinii* Ugol. (Helvétien)
- Chlamys cookei* de Greg. (Burdigalien)
- *pseudo-pandorae* Cotter (Burdigalien)
- Glycymeris pilosus sub-sp. deshayesi* Mayer (Burdigalien-Helvétien)
- Gryphea aginensis* (Tournouer) (Aquitanién-Burdigalien)
- Ostrea boblayei* Desh. (Burdigalien-Helvétien)
- Turritella subtriplicata* d'Orb. (Burdigalien)
- Monodonta burdigalensis* C. et P. (Burdigalien)

Un autre gisement apparaît en $x = 445,6$ $y = 264,15$ dans les grès calcaires jaunâtres, friables, localement conglomératiques ; il nous a fourni :

- Pecten fuchsi* Fontannes (Burdigalien, Helvétien)
- *pseudo-beudanti* D. et R. (Burdigalien)
- *revolutus* Michelotti (Burdigalien-Helvétien)
- Flabellipecten expansus* Sow. (Burdigalien)
- Glycymeris cor* Lamark (Miocène)
- *pilosus sub. sp. deshayesi* Mayer (Burdigalien-Helvétien)
- Cardium* cf. *hians* Brocchi (Miocène-Actuel)
- Meretrix lamarchi* (Agassiz) (Aquitanién-Burdigalien)

Dans les conglomérats, on rencontre les galets suivants :

- en $x = 440,1$ $y = 261,65$:
 - calcaires à Orbitolines de l'Aptien,
 - calcaires oolithiques (Barrémo-Aptien ?),
 - calcaires à grain fin, à Gastéropodes,

1. Nous avons en effet découvert en $x = 438,0$ $y = 261,6$ et dans le film médian des lits de calcite fibreuse, des débris d'Echinides qui, d'après J. Devries, sont certainement crétacés.

- en $x = 445,6$ $y = 264,15$:
calcaires à *Cosinella* et Miliolles (Crétacé supérieur),
silex laitieux ou grès silicifiés (Éocène ou Crétacé supérieur ?),
grès-quartzites (Crétacé inférieur),
calcaires à *Dictyoconus* cf. *arabicus* Henson (dét. Lys) (Barrémo-Aptien)
- en $x = 446,8$ $y = 266,1$ se trouve le meilleur gisement avec :
calcaires crème, à grain fin, avec débris de Bryozoaires, d'Algues, d'Echinides, etc..., contenant *Orbitoides media* (d'Arch.) et *Orbitoides Tissoti* Schlumb, du Sénonien
calcaires à débris silicifiés, blanchâtres avec des taches rougeâtres ou verdâtre-clair, avec Bryozoaires, Algues, *Miscellanea* (?) (Sénonien probable)
calcaires, quelquefois silicifiés et glauconieux, à petites Nummulites appartenant probablement à (dét. M. Lanteaume) *Nummulites planulatus* Lmk forme de l'Yprésien,
calcaires crème pétris de grains de quartz anguleux (Lutétien ?)
grès blancs, plus ou moins silicifiés, les grains de quartz étant toujours anguleux (Lutétien supérieur ?) et contenant parfois des débris d'Huitres et de Gastéropodes.

Remarquons que tous ces faciès du Crétacé supérieur et de l'Éocène sont inconnus dans la région étudiée.

c) La fenêtre miocène de la route Teniet el Haad Taine (fig. 189).

Le Miocène repose ici sur les marnes grises du Cénomanién supérieur ; à l'W de la route et en $x = 441,0$ $y = 271,8$ on peut relever une bonne coupe.

La base est soulignée par quelques mètres de grès glauconieux, passant à une véritable glauconite d'un vert très sombre ; ils sont surmontés par des marnes verdâtres très sableuses, chargées de grès et de nombreux galets bien arrondis de 1 à 5 centimètres de diamètre ; ces marnes, qui ont fourni une microfaune du Miocène inférieur, s'enfoncent sous des grès friables brunâtres, quelquefois glauconieux, contenant encore des galets de roches dures et de marnes ; ces grès se décomposent en bancs bien réglés qui constituent les reliefs occidentaux du massif. Les bancs sont parfois séparés par des intercalations marneuses ; l'une d'elles nous a fourni *Gryphaea gryphoides* Schlotheim (Miocène-Pliocène) et une très grosse ammonite (30 cm environ), roulée, du Crétacé supérieur (?).

Cette coupe se modifie rapidement latéralement ; la série est différente, tant dans le talus de la route nationale où des grès friables remanient de nombreux éléments, que plus à l'E, sur la rive gauche de l'oued Rhoul, où l'on relève plusieurs intercalations glauconieuses au sein de grès friables en plaquettes. Plus à l'E encore, en $x = 442,8$ $y = 272,35$ le Miocène se réduit à un banc de grès, plus ou moins glauconieux, à patine brune ou jaunâtre, contenant des débris végétaux.

Les galets que l'on rencontre dans ce Miocène ressemblent à ceux décrits précédemment ; il s'agit en effet de :

- calcaires à Orbitolines (Aptien)
- calcaires à Brachiopodes (Aptien ?)
- grès-quartzites (Crétacé inférieur et moyen)
- calcaires à débris, silicifiés (Crétacé supérieur ?)
- calcaires sublithographiques à Miliolles (Cénomanien ?)
- silex d'un blanc-laiteux, ou colorés en noir, et gris-bleu (Éocène ?)
- grès blancs plus ou moins silicifiés (Lutétien ?)
- grès à galets de silex et à débris de Gastéropodes et bivalves (Lutétien ?).
- *Ostrea multicostata* Desh. du Lutétien.

d) Les chaînons miocènes de la région de Vialar.

On remarque surtout d'épaisses séries gréseuses qui forment de pittoresques chaînons. Les grès du Djebel Redjem Gana, au S de Vialar, atteignent certainement plusieurs centaines de mètres d'épaisseur (probablement plus de 500 m) ; comme des niveaux marneux s'intercalent dans la série, les bancs de grès restent en relief et sont très apparents sur les photographies aériennes ; on remarque, grâce à ces dernières, que la série gréseuse repose par la tranche sur des marnes (fig. 182) qui appartiennent encore au Miocène.

Le substratum du Miocène est, dans cette région, souvent formé par les marnes oligocènes, mais le contact entre les deux terrains n'est généralement pas bien visible, d'autant plus que l'extrême base du Miocène est souvent marneuse et que la limite se place alors au milieu de marnes ; jamais nous n'avons pu prouver, dans cette région, que le Miocène était gréseux dès sa base.

Les marnes basales du Miocène sont visibles en $x = 426,6$ $y = 257,9$ (f. Vialar) (fig. 184) ; elles sont alors glauconieuses et chargées de grès fins, friables, à stratification entrecroisée, à galets de marnes, contenant des débris de végétaux et des Foraminifères. Il s'y intercale un banc, vert sombre, de 3 m de glauconie à dents de poissons, et à galets (silex, calcaires crétacés) ; il correspond peut-être à la limite Oligocène-Miocène. Ces mêmes marnes apparaissent sous les grès du Kef Djenane ($x = 461$, $y = 265$) et là aussi on y rencontre des bancs de glauconie.

e) Le Miocène de Sidi Lassene (f. Bourbaki, $x = 407,4$ $y = 266,1$; fig. 124).

On y trouve des faciès bien différents de ceux rencontrés jusqu'à présent dans la bordure sud-tellienne, et, fait nouveau, le Miocène est ici transgressif sur l'Albien. On rencontre les faciès suivants :

1. Les niveaux fossilifères.

L'extrême base est jalonnée par des calcaires blanchâtres à Algues, passant vers le haut à des calcaires brunâtres légèrement glauconieux, à débris de Lamellibranches, de Balanes,

d'Algues, etc... ; des calcaires à Algues, non trouvés en place, mais provenant très probablement de ces niveaux de base, contiennent des Miogypsines qui correspondent d'après C.W. Drooger soit à :

Miogypsina (Miogypsina) tani Drooger, soit à
— *gunteri*, Cole,

espèces qui appartiendraient toutes deux, d'après cet auteur (1954), à l'Aquitanién. Ces calcaires bruns contiennent en outre des Amphistégines.

En $x = 408,4$ $y = 266,0$ on rencontre des calcaires détritiques, fossilifères, qui, à côté d'Amphistégines, contiennent (dét. D. Mongin) :

Pecten josslingi Smith (Burdigalien)

— *revolutus* Michelotti (Burdigalien-Helvétien)

— aff. *kochi* Loc. (Miocène)

Flabellipecten expansus Sow. (Burdigalien)

— cf. *pasinii* Ugol. (Burdigalien-Helvétien)

Chlamys northamptoni Mich. (Aquitanién-Burdigalien)

— *multistriata* Poli (Aquitanién-Actuel)

Encore plus à l'E, vers $x = 408,1$ $y = 265,9$ on peut relever une bonne coupe de ces niveaux fossilifères de base qui atteignent près de 50 m de puissance ; il s'agit de calcaires détritiques plus ou moins marneux, alternant avec des grès plus ou moins glauconieux ; tous les termes contiennent de nombreux débris de fossiles (Huîtres, Pectinidés, Bryozoaires, etc...).

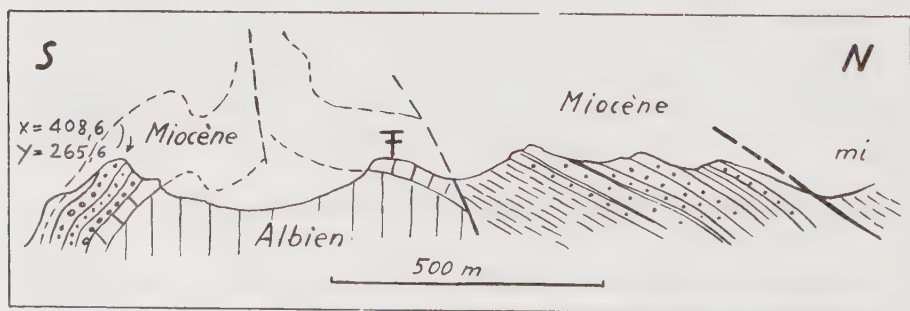


FIG. 124. — Coupe du Miocène du Djebel Sidi Lassene.

2. Les grès et conglomérats.

Ils ne sont bien développés que dans la partie orientale du massif ; il s'agit de grès friables, à patine jaunâtre, à ciment calcaire,

en petits bancs, qui sont localement chargés d'intercalations conglomératiques dont les galets peuvent atteindre plus de 20 cm de diamètre. L'étude des galets est très intéressante ; on rencontre en effet :

- roches volcaniques roses ou verdâtres à deux temps de consolidation, avec phénocristaux de feldspaths et de quartz,
- calcaires à débris avec Polypiers (Jurassique ou Aptien),
- grès-quartzeux et feldspathiques (Lias ou Dogger),
- calcaire oolithique, pisolithique et à Polypiers, bleu sombre, à grains de quartz et de feldspath (Dogger),
- calcaire à silex blanchâtre (Dogger),
- calcaire noduleux verdâtre et calcaires en petits bancs (Tithonique-Néocomien),
- calcaires à *Orbitolina trochus* Fritsch et *Orbitolina discoidea* Gras (dét. Lys) de l'Aptien.

3. Les marnes et les grès.

Des marnes couronnent tout cet ensemble grésocalcaire, particulièrement au S du sommet du Djebel Sidi Lassene ; il s'agit de marnes verdâtres, glauconieuses à la base ; elles contiennent une microfaune miocène, et sont surmontées par le faciès classique des grès fins, jaunâtres, en petits bancs qui forment le sommet même du Djebel Lassene. Ils contiennent localement des conglomérats analogues aux précédents.

f) Le Miocène du monoclinal du Douar Beizid (f. Bourbaki).

L'Oligocène du monoclinal du douar Beizid, qui atteint près de 2000 m d'épaisseur (voir fig. 77), est surmonté en concordance par un Miocène inférieur peu gréseux.

La limite Oligocène-Miocène est jalonnée par des niveaux glauconieux de puissance variable ; en effet tous les prélèvements de marnes effectués sur ces bancs glauconieux ont fourni une microfaune oligocène alors que toutes les marnes prélevées au-dessus ont fourni une microfaune miocène.

Ces niveaux glauconieux forment les arêtes sombres du Djebel el Groune ($x = 420,3$ $y = 270$) ; il s'agit de véritables glauconites contenant des dents de Poisson, des débris de Pectinidés et d'Ostracées et passant quelque fois à des grès glauconieux à patine brune. Au Djebel el Groune lui-même, on remarque trois bancs glauconieux ; un peu plus au S, il n'en subsiste plus qu'un ; cette réduction se produit aussi en allant vers le N ; en $x = 420,5$ $y = 272,0$, on ne remarque plus que deux barres glauconieuses de plusieurs mètres de puissance ; à 1 km plus au N, exactement en $x = 419,9$ $y = 273,0$ la limite Oligocène-Miocène n'est plus jalonnée que par un banc glauconieux d'environ 1 m d'épaisseur ; les marnes situées à 10 m sous ce banc ont fourni une microfaune oligocène ; celles prises immédiatement au-dessus contiennent par contre une microfaune miocène.

Mis à part ces bancs glauconieux de base, le Miocène de cette région est très marneux (marnes grises riches en microfaune) ; les intercalations gréseuses ne sont que peu épaisses et lenticulaires ; elles ne provoquent la formation d'aucun banc gréseux important et c'est à peine si l'on repère quelques rares traces de bancs sur les photos aériennes. Ces grès sont de même type que ceux si fréquents ailleurs, peut-être plus fins ; il n'est pas rare de rencontrer des plaquettes couvertes de radioles d'Oursins.

En $x = 420,1$ $y = 273,4$ on remarque un banc de grès fins montrant de nombreux replis dus à des glissements contemporains de la sédimentation ainsi que des figures de charge et de fluxion.

g) Le Miocène du Kef Neda (f. Teniet el Haad).

En $x = 455,9$ $y = 283,2$ on remarque des bancs glauconieux intercalés dans des marnes verdâtres chargées d'intercalations gréseuses ; les bancs glauconieux ont un ciment ferrugineux qui leur donne une couleur brun-rouge ; ils contiennent de très nombreuses empreintes de Gastéropodes et des Pectinidés dont (dét. Roger) :

Peclen blanckenhorni Deperet et Roman (Burdigalien).

h) Le Miocène de l'Oued Krarroub (f. Sidi Madjoub ; fig. 125 et 140).

En raison des nombreuses failles qui, dans cette région, dénivellent la nappe B, il est difficile d'étudier ce Miocène en détail. On y rencontre les faciès suivants :

— à la base (en $x = 474,8$ $y = 303,2$), on rencontre des marnes et des grès remaniant abondamment du Lutétien supérieur (*Ostrea multicosata* Desh. et Thersithées),

— au-dessus, on observe une épaisse série de grès tout à fait analogues à ceux connus dans la bordure sud-tellienne, grès friables, jaunâtres, à bancs bien réglés ; ils forment de vastes affleurements sur la rive droite de l'Oued Krarroub.

Il s'y intercale rarement des passées conglomératiques ($x = 474,9$ $y = 303,4$) avec notamment des galets de silex, et de calcaire à *Orbitoides* du Sénonien. Mais le caractère le plus notable est la présence au sein des grès de niveaux argileux rouges.

i) Le Miocène conglomératique du marché des Matmatas (f. Pont du Caïd ; $x = 463,7$ $y = 306,0$).

Il s'agit d'une lame subverticale épaisse d'une dizaine de mètres à peine, intercalée entre du Lutétien supérieur et de l'Albien. On rencontre : d'une part quelques mètres de grès brun jaunâtre habituels, plus ou moins friables, contenant localement des galets

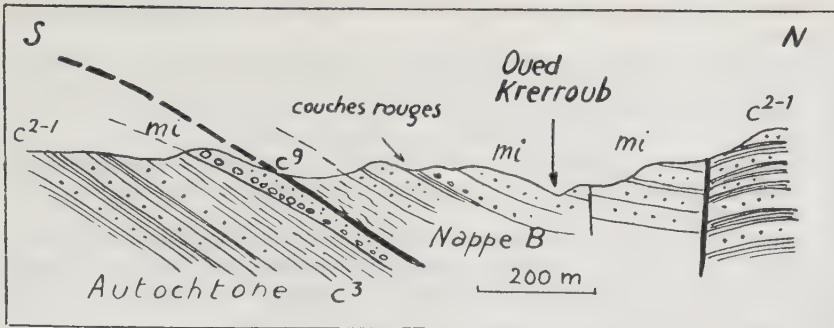


Fig. 125. — Coupe du Miocène de l'Oued Krarroub. Noter le Miocène autochtone transgressif sur l'Albien, et le Miocène allochtone transgressif sur le Sénonien ; C2-1 : Albien inférieur et moyen ; C3 : Albien supérieur ; C9 : Sénonien ; mi : Miocène

de marnes ; d'autre part des marnes verdâtres, plus ou moins sableuses, contenant de très nombreux galets bien arrondis, ayant jusqu'à 5 cm de diamètre, où l'on reconnaît :

- calcaires sublithographiques gris ou crème à *Cuneolina*, *Dictyopsella*, Polymorphines, petits Rotalidés, Ceratobuliminidés et Miliolés (dét. J. Cuvillier et M. Reichel) ;
- calcaires à débris, quelquefois oolithiques, rarement silicifiés, contenant : *Orbitoides media* (d'Arch), de nombreux Bryozoaires, des Algues, des Rotalidés, Miscellaneidés, Cunéolines (?), des débris d'Échinodermes et d'Huitres.

Les fossiles montrent qu'il s'agit de Crétacé supérieur, d'un faciès, soulignons-le, totalement inconnu dans la partie du Tell étudiée ici,

- calcaire crème à Gastéropodes et Lamellibranches et à galets de silex (Lutétien supérieur ?)
- silex noirs (Éocène ?)

D. LE MIOCÈNE INFÉRIEUR DE LA NAPPE C

Le Miocène devient ici très épais et les conglomérats y prennent un développement considérable ; mais c'est surtout par la nature des galets rencontrés dans ces conglomérats que ce Miocène se singularise.

1) LES GALETS D'ORIGINE LOINTAINE

On trouve en galets des roches qui sont totalement inconnues dans le Tell méridional et qui ne sont connues que dans les régions littorales, c'est-à-dire à près de 90 km plus au N. Les roches spéciales que l'on rencontre dans ces conglomérats sont :

a) plusieurs variétés de granite (rose, verdâtre, grisâtre...), gneiss et pegmatites, micaschistes, séricitoschistes verdâtres, schistes verdâtres, roches volcaniques verdâtres, calcaires à *Tentaculites* et *Orthoceras*.

Tous ces éléments proviennent évidemment du socle primaire des régions littorales.

b) calcaires sublithographiques blancs, calcaires blancs, oolithiques, pisolithiques et graveleux, quelquefois à gros galets ; calcaires à Polypiers ; calcaire grenu, irrégulièrement silicifié, les points de silicification formant des pustules à la surface des galets, calcaires à silex.

Tous ces faciès rappellent étonnamment le Jurassique de la chaîne calcaire.

c) grès-quartzites verdâtres provenant probablement du flysch crétacé des régions littorales,

d) très nombreuses variétés de calcaires et de grès-calcaires à grandes et petites Nummulites, Assilines, Orthophragmines, Alvéolines, Algues ; les calcaires sont gris, blancs ou roses. M. Lanteaume a reconnu dans ces faciès :

Nummulites aturicus Joly et Leymerie

— *incrassatus* de la H.

— *alacicus* Leym. ?

Assilina sp.

Les faciès et les fossiles prouvent qu'il s'agit de Lutétien supérieur de la chaîne calcaire.

e) Polypiers roulés, que J. Chevalier attribue à :

Solenastraea sp. (Oligocène à actuel)

Thegioastraea (nov. sp.) (le type est Burdigalien)

f) grès-calcaires, à galets de Lutétien supérieur, contenant des Rotalidés et des Lepidocyclines.

Il s'agit de l'Oligocène à faciès « kabyle » connu au Chenoua.

g) très nombreux grès et grès-quartzites provenant de l'Oligocène de faciès « numidien ».

La nature des galets permet donc à elle seule de reconnaître le Miocène de la nappe C, car aucun autre Miocène ne remanie des roches analogues.

2) DESCRIPTION DES AFFLEUREMENTS

a) Le Miocène de la région de Trolard Taza.

Il couvre de grandes surfaces (plus de 30 km²) et peut très facilement être étudié, d'une part grâce à l'absence de végétation qui fournit d'excellents affleurements et permet de relever des coupes avec toute la minutie désirable (il serait possible de l'étudier banc par banc sur plus de 2000 m d'épaisseur), d'autre part, grâce à la simplicité structurale de ce Miocène où l'on peut suivre les bancs sur de nombreux kilomètres sans qu'aucune faille ne vienne les perturber. On rencontre dans le massif miocène des conglomérats, des grès et des marnes, tous les intermédiaires existant entre ces différents faciès dont la figure 140 montre l'enchevêtrement. Une rapide étude a déjà été consacrée à ce Miocène (J. Magné et M. Mattauer, 1955).

1. Caractères généraux.

L'allure des conglomérats et des grès montre à elle seule que nous sommes en présence d'un cône de déjection qui se déversait dans la mer miocène (fig. 126).

Au N, les conglomérats sont très grossiers ; la stratification n'est souvent pas apparente, le triage est très incomplet ; les galets ne sont pas toujours bien roulés, leur diamètre atteint quelquefois 50 cm et ils sont enrobés dans un ciment argilo-gréseux rouge qui donne une teinte caractéristique aux affleurements. Ces niveaux ne sont peut-être pas franchement continentaux, mais il est certain qu'ils se sont déposés à faible distance des côtes qui étaient vraisemblablement très escarpées et dont les reliefs alimentaient des torrents impétueux.

2. Les grès et les marnes.

Lorsqu'on suit ces conglomérats vers le S, ils deviennent progressivement moins grossiers, les galets sont de mieux en mieux roulés, la stratification devient plus nette, la teinte rouge s'atténue peu à peu et la roche se charge de niveaux gréseux fins, de couleur jaunâtre ; les passées conglomératiques et graveleuses des grès se biseautent enfin progressivement vers le S ; on passe insensiblement à des grès sableux, friables, en bancs de quelques mètres, puis à des grès en plaquettes de couleur grisâtre ou verdâtre qui contiennent de nombreux débris végétaux et qui se noient dans des marnes plus ou moins gréseuses. On passe ainsi d'une série conglomératique au N à une série marno-gréseuse au S, la variation de faciès s'effectuant sur moins de 10 km.

Signalons encore que les marnes intercalées dans les formations détritiques, ou passant latéralement à elles, sont loin de présenter partout le même type ; en effet :

a) à la base, on trouve un horizon continu de marnes grasses grises à verdâtres, fournissant toujours une abondante microfaune à plancton dominant ; elles atteignent, sur le flanc W du Djebel Bou Rhida, près de 200 m d'épaisseur. En $x = 461,2$ $y = 274,1$ elles nous ont fourni des Échinidés dont (dét. Devries) : *Pericosmus* (probablement une nouvelle espèce),

Ces marnes contiennent très rarement (par exemple en $x = 462,0$ $y = 280,4$) des rognons de calcaire gris ou crème, à rares Lamellibranches. La partie supérieure de cette série marneuse de base se charge d'intercalations gréseuses en petits bancs (gris-jaunâtre, friables) et localement de grès glauconieux.

b) les marnes qui passent latéralement aux grès et conglomérats sont toujours gréseuses ; leur teinte est plus sombre (grisâtre à verdâtre) ; les passées gréseuses leur donnent un aspect rubanné ; elles passent fréquem-

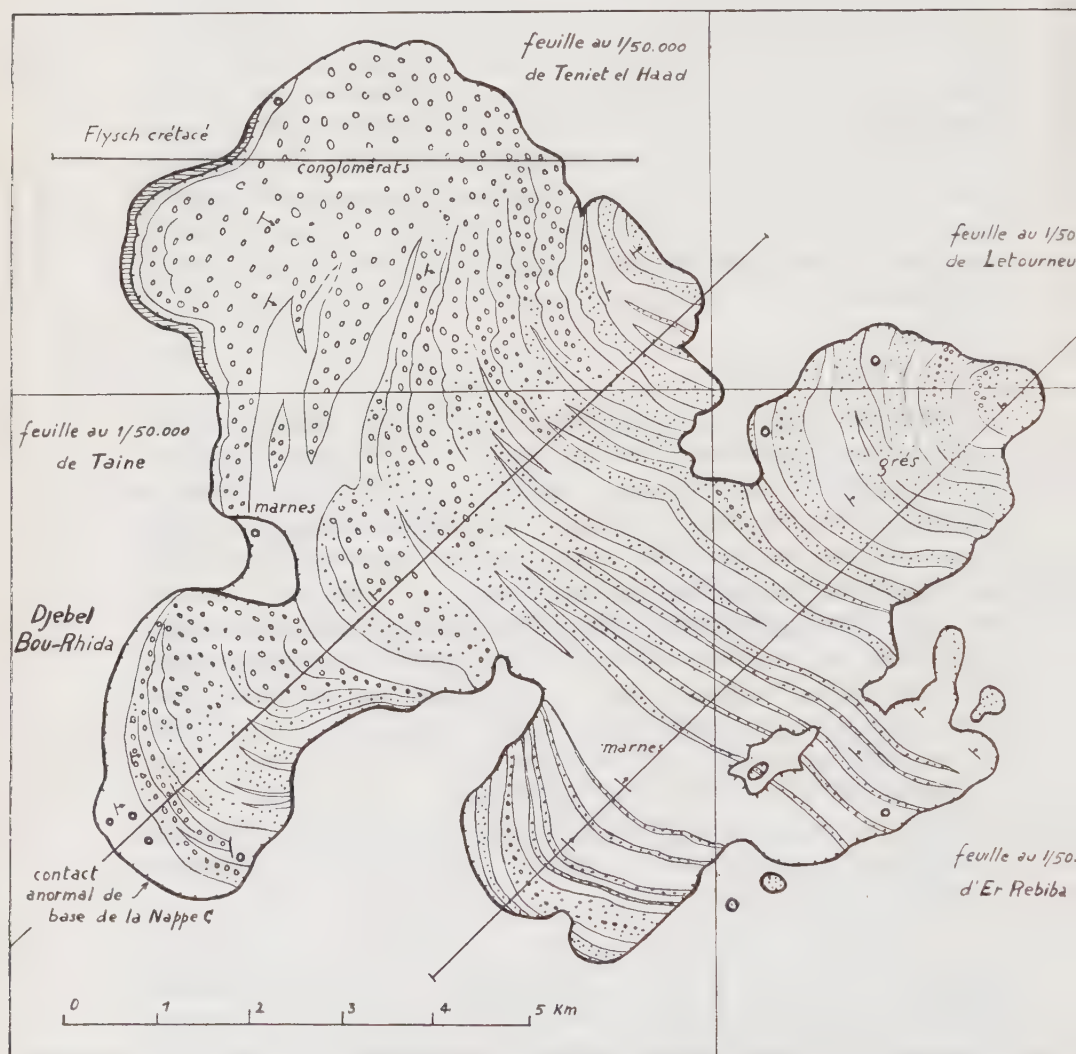


FIG. 126. — Carte schématique de la nappe C aux environs de Trolard Taza.
Les coupes correspondant aux traits se trouvent à la figure 208.

ment à des grès fins en plaquettes à débris végétaux qui donnent à la série une allure de flysch.

La microfaune est toujours abondante, mais le benthos est ici mieux représenté que dans les marnes de base.

3. *Les marnes.*

que l'on rencontre au sommet de la série, dans la partie NE du massif, deviennent parfois franchement lagunaires et prennent quelquefois une teinte lie de vin ; elles ne contiennent plus aucune microfaune autochtone (on ne rencontre que des espèces du Sénonien et de l'Éocène), et sont souvent gypseuses (le gypse formant d'ailleurs de nombreux filonnets). Il s'y intercale en outre des niveaux de grès-calcaires très friables, à ciment gypseux enrobant de nombreux débris très anguleux de calcite fibreuse (« beef » du Crétacé), de marnes, de gypse triasique, de quartzites, etc...

4. *Les galets des conglomérats et les remaniements.*

Les galets des conglomérats sont le plus souvent empruntés au socle ancien et à la couverture jurassique, éocène et oligocène des régions littorales.

Les grès, graviers et conglomérats intercalés dans les marnes de la partie NW du massif montrent cependant d'autres roches ; il s'agit de gypse, de cargneules et de dolomies du Trias, de marno-calcaires blancs à silex de l'Yprésien.

Les marnes associées à ces niveaux détritiques fournissent de leur côté d'abondantes microfaunes remaniées caractérisant :

- le Sénonien supérieur
- le Paléocène-Éocène inférieur
- l'Éocène moyen
- le Lutétien supérieur-Bartonien

(liste des espèces in J. Magné et M. Mattauer, 1955, pp. 242-243).

Les galets du Miocène proviennent donc de deux domaines paléogéographiques différents : celui de la chaîne calcaire (Lutétien supérieur calcaire transgressif sur le Jurassique) et celui du sillon tellien (série marneuse continue du Sénonien à l'Éocène supérieur).

5. *Le biseautage des bancs et les variations de faciès*

Les variations de faciès sont ici très nettes ; elles sont particulièrement visibles à la partie méridionale du Djebel Bou Rhida, où le passage des marnes aux conglomérats se fait sur quelques centaines de mètres. En $x = 462,3$, $y = 275,4$ (f. Taine), il semble qu'une faille soit contemporaine de la sédimentation ; la faille est d'abord très nette puisqu'elle fait buter un niveau gréseux de 50 m de puissance contre des marnes, mais elle s'atténue brutalement vers le haut de la série où les bancs gréseux ne sont plus dénivelés.

Dans la même région, le passage des conglomérats aux marnes s'accompagne d'une notable augmentation d'épaisseur ; celle-ci varie du simple au double sur moins de 2 km. Les bancs ne restent de ce fait plus parallèles les uns aux autres, ce qui donne l'impression de discordances intraformationnelles. Ainsi en $x = 461,2$ $y = 277,0$ une épaisse série conglomératique repose sur un banc glauconieux (lui-même superposé à des marnes) mais à quelques centaines de mètres plus au S, 50 m de marnes séparent les conglomérats du même banc glauconieux.

6. *Épaisseur.*

Elle est considérable puisqu'elle atteint près de 3000 m dans la partie méridionale du massif (voir fig. 208). Il est d'ailleurs possible que cette épaisseur soit encore plus forte, puisque nous ne connaissons pas le sommet du Miocène. Cette épaisseur se réduit vers le N, avec l'apparition des conglomérats, mais elle reste importante (de 500 à 1000 m). La subsidence a donc été très active au cours du Miocène inférieur.

b) Le Miocène de la klippe de Letourneux ($x = 473$, $y = 291$).

Il s'agit d'un affleurement très réduit (moins d'un demi km²) qui montre (voir fig. 206) :

- des grès jaunâtres en bancs bien réglés et à passées conglomératiques qui forment les reliefs du sommet de la klippe,
- des niveaux marneux peu visibles, contenant de très nombreux galets peu roulés. Parmi ceux-ci, on rencontre, à côté de rares témoins de la chaîne calcaire (calcaires lutétiens à Orthophragmines, Alvéolines, Algues, et calcaires jurassiques ?)
- des calcaires blancs à silex noirs de l'Yprésien,
- des marno-calcaires appartenant très probablement au Sénonien,
- des grès à lits siliceux (« Numidien » ou Crétacé à faciès flysch).

c) Le Miocène du Djebel Nador (f. Teniet el Haad, vers $x = 451$ $y = 294$).

On peut relever la coupe suivante (fig. 127) :

1) Plusieurs dizaines de mètres de conglomérats à éléments provenant de la chaîne calcaire (calcaires dévoniens à Tentaculites, schistes satinés, calcaires jurassiques, calcaires à Alvéolines, Nummulites, Orthophragmines du Lutétien, Oligocène à faciès numidien et Crétacé à faciès flysch).

Ces galets atteignent parfois plusieurs décimètres de diamètre, et ne sont pas toujours bien roulés ; la série devient moins grossière vers le haut de la série et passe progressivement au faciès suivant.

2) Grès fins à patine verdâtre ou brunâtre, contenant à la base des passées argileuses, vertes ou lie de vin ; les grès deviennent plus fins vers le haut, et prennent une couleur jaunâtre ; ils passent à des marnes gréseuses, mica-cées qui passent elles-mêmes au niveau suivant ;

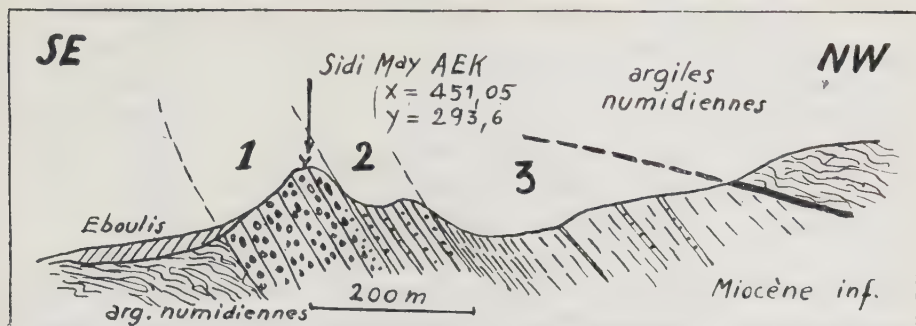


FIG. 127. — Coupe du Miocène du Djebel Nador.
Les n^{os} renvoient au texte.

3) Marnes gris-bleu, à riche microfaune miocène ; on y rencontre des intercalations peu épaisses de grès très fin, se délitant en plaquettes.

d) Le Miocène de la klippe-graben du Djebel Tachta (f. Teniet el Haad, fig. 205).

Vers $x = 464,9$ $y = 291,7$ on rencontre un minuscule lambeau de la nappe C comprenant un chapeau de Miocène.

A la base de ce dernier, on relève quelques mètres de marnes verdâtres contenant des intercalations gréseuses ; ces marnes ont fourni une microfaune miocène. Le reste de la série est gréseux ; il s'agit de grès sableux brunâtres, très friables, au milieu desquels on rencontre quelques niveaux graveleux ou conglomératiques ; les galets sont bien arrondis ; il s'agit de roches éruptives (socle primaire) et de grès-quartzites verdâtres (flysch crétacé).

LE MIOCÈNE INFÉRIEUR II ET LE MIOCÈNE SUPÉRIEUR

Après les importants mouvements tectoniques qui ont succédé au dépôt du Miocène inférieur I, l'Ouarsenis a une nouvelle fois été envahi par la mer miocène. Mais celle-ci ne recouvrit que la partie septentrionale de la région ; la partie méridionale resta émergée ; elle donna naissance à d'importantes formations détritiques qui se mêlèrent aux dépôts marins du bassin du Chéelif ; celui-ci ne fut comblé qu'au Miocène supérieur.

Ces dépôts miocènes, qui reposent en discordance sur toutes les formations antérieures, n'ont été que peu dérangés par la tecto-

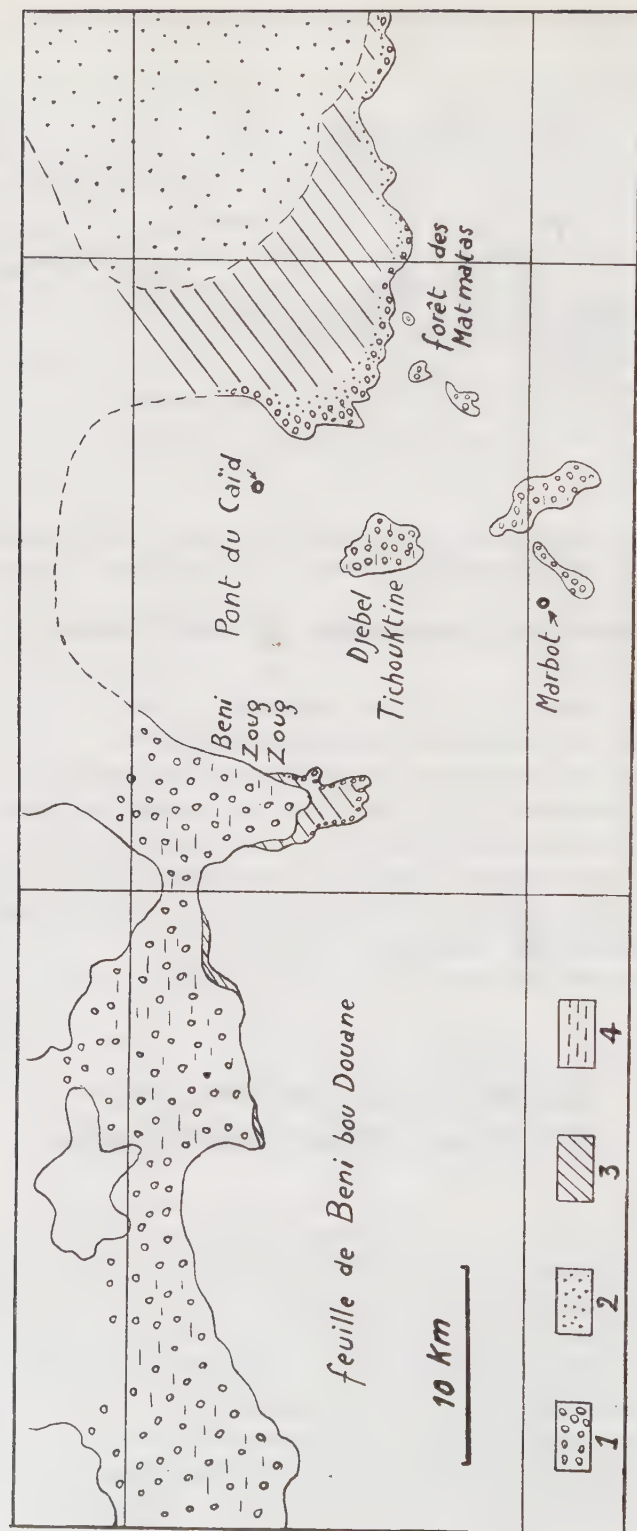


FIG. 128. — Répartition des affleurements du Miocène du Chélif ;
1 : conglomérats ; 2 : grès ; 3 : marnes ; 4 : argiles rouges.

nique ; ils peuvent de ce fait être facilement étudiés. La macrofaune est malheureusement rare dans les faciès que nous avons étudiés et d'importantes et rapides variations de faciès s'y rencontrent. Il est de ce fait impossible d'individualiser les étages classiques du Miocène européen et de faire des raccords à grande distance.

Dans ces conditions, il a fallu se contenter de cartographier les principaux faciès sans vouloir prétendre les dater exactement ; les seules subdivisions que nous ayons tenté d'appliquer sont celles qui ont été proposées par la S.N. REPAL (1952) pour le bassin du Chélif occidental à savoir « Miocène inférieur » et « Miocène supérieur ». Faute de macrofaune nous avons utilisé la microfaune qui est abondante lorsqu'on est en présence de marnes marines. J. Magné y a retrouvé les associations micropaléontologiques qu'il avait remarquées plus à l'W et qui lui avaient permis de subdiviser le Miocène du Chélif (J. Magné et C. Tempère 1932).

Signalons parmi les formes du Miocène inférieur :

— Plancton :

- Globigerinoides triloba* (Reuss)
- *sacculifera* var. *irregularis* Le Roy
- Globigerina bulloides* d'Orb.
- *conglomerata* Schw.
- *altispira* C. et J.

— Benthos :

- Rotalia beccarii* (L.)
- Nonionella laffittei* M. et S.
- Nonion pompilioides* (F. et M.)
- *boueanum* (d'Orb.)
- Cibicides dutemplei* (d'Orb.)
- Spiroplectamina carinata* (d'Orb.)

1) DESCRIPTION DES AFFLEUREMENTS

a) Le Miocène de la partie NE du territoire (fig. 103).

En raison de sa structure extrêmement simple — nous sommes en présence d'une série plongeant régulièrement vers le N — il peut très facilement être étudié ; on y distingue de bas en haut :

1) Série détritique de base.

Il s'agit essentiellement de conglomérats d'aspect très variable ; souvent ils sont rouges et alternent avec des argiles et limons rouges ; les galets sont alors très anguleux et mal triés ; quelquefois ce sont des cailloutis à peine cimentés et non colorés ; les niveaux conglomératiques alternent toujours avec d'autres faciès (gravier, sables, argiles, limons), qui se modifient rapidement latéralement.

Les conglomérats deviennent de moins en moins grossiers et fréquents à mesure qu'on s'élève dans la série : la série devient progressivement sableuse et marneuse ; elle perd de même ses teintes rougeâtres dues aux intercalations argileuses et l'on passe progressivement aux marnes gris-bleu, riches en microfaune, de la série marneuse suivante.

Cette série détritique offre une épaisseur très variable qui atteint une centaine de mètres entre l'Oued Deurdeur et Pont du Caïd. Elle se termine quelquefois en biseau contre des reliefs qu'elle fossilise, par exemple vers $x = 462,5$ $y = 367,7$ ou $x = 465,2$ $y = 366,7$.

Ces niveaux détritiques de base ne contiennent jamais de fossiles marins ; il s'agit, au moins pour ceux de l'extrême base, de dépôts continentaux : conglomérats rouges mal triés ou lagunaires, argiles rouges qui ont pu, il est vrai, être remaniées et déversées dans la mer par des cours d'eau venant de l'intérieur.

Le régime marin ne s'installa que progressivement après une période de sédimentation saumâtre. Ce sont des niveaux marno-gréseux déjà marins qui nous ont fourni au sommet de cette série détritique de base et en $x = 471,7$ $y = 307,0$ (dét. D. Mongin) *Gryphaea aginensis* Tournouer (Aquitaniens-Burdigaliens) qui semble indiquer qu'il s'agit encore de Miocène inférieur et non de Miocène supérieur.

2) Série marneuse.

Elle atteint plus de 500 m d'épaisseur, en gardant partout le même faciès monotone de marnes, grises à gris-bleu, à rares et minces intercalations gréseuses. Elle ne contient aucune macrofaune ; la microfaune est par contre abondante. Seuls de nombreux prélèvements de marnes permettraient de connaître la part qui revient dans cet ensemble au Miocène inférieur et au Miocène supérieur tels que les ont définis, plus à l'W, dans des formations analogues, les géologues de la S.N. REPAL. Il serait de toute façon abusif de ranger toutes ces marnes dans l'Helvétien comme l'admettaient les anciens auteurs (carte géologique au 1/500.000^e Alger-Nord, 1952).

Un prélèvement effectué en $x = 470,8$ $y = 307,7$ assez bas dans la série, a fourni une microfaune qui, pour J. Magné, appartiendrait encore au Miocène inférieur, mais qui ne serait pas éloignée de la ligne « Gp » (au sujet de cette zone de passage voir J. Magné et C. Tempère 1952). La limite du Miocène inférieur et supérieur se trouve donc au sein des marnes.

3) *La série gréseuse.*

Les marnes se chargent progressivement vers le haut et aussi, semble-t-il, latéralement vers l'E, d'intercalations gréseuses qui deviennent de plus en plus importantes et finissent par remplacer presque totalement les marnes. Cette série gréseuse, épaisse (plusieurs centaines de mètres) est très visible sur les photographies aériennes, mais n'affleure qu'en dehors des régions explorées personnellement ; elle se rattache à la série gréseuse de la région de Lavigerie, et du Djebel Gontas qui appartient sûrement, elle, au Miocène supérieur (Perrodon, 1954, rapport inédit de la S.N. REPAL).

b) *Le Miocène des Beni Zoug Zoug* (NW f. Pont du Caïd).

La série miocène est ici bien différente de celle étudiée précédemment ; on distingue en effet de bas en haut (fig. 102) :

1) *Conglomérats rouges*, d'épaisseur variable (quelques mètres à quelques dizaines de mètres). Les galets sont souvent restés très anguleux ; ils sont enrobés dans un ciment argileux rouge. Les éléments deviennent de plus en plus fins à mesure que l'on monte dans la série ; on passe progressivement à des cailloutis, des graviers, des grès, puis aux marnes situées au-dessus.

2) *Série marneuse* de puissance variable (0 à 100 m) ; il s'agit de marnes, gris-bleu ou verdâtres, ne contenant que très peu d'intercalations gréseuses. Elles contiennent une abondante microfaune du Miocène inférieur.

On rencontre souvent, à la base des marnes, ou intercalé dans leur partie inférieure, un banc de 5 m environ d'une roche blanche, légère, qui présente tous les caractères d'une cinérite ; celle-ci constitue un excellent niveau repère qui permet de mettre en évidence de rapides variations de faciès ; ainsi, vers la Mechta Moul Zebboudja ($x = 441,6$ $y = 311,2$), le banc de cinérite surmonte une cinquantaine de mètres de marnes alors qu'à 500 m plus au N ce même banc surmonte directement les conglomérats rouges de base.

Cette série marneuse n'est bien développée que dans la partie méridionale du massif des Beni Zoug Zoug ; vers le N, elle disparaît ou se réduit progressivement, soit par suite d'un passage latéral (les marnes se chargent peu à peu de cailloutis), soit par suite de l'allure transgressive des niveaux détritiques qui la surmontent. En $x = 438$, $y = 314,9$ des marnes chargées d'intercalations détritiques contiennent de très nombreuses *Gryphaea gryphoides* Schlotheim.

3) *Série détritique*. Les marnes sont toujours surmontées par des niveaux très détritiques, le passage étant plus ou moins progressif. Vers $x = 440$, $y = 311,5$, les marnes supportent des grès fins, en petits bancs qui nous ont fourni (dét. D. Mongin) : *Maclra substriatella* d'Orb. (Burdigalien). Mais ce sont habituellement des niveaux conglomératiques rouges, analogues à ceux de la base, qui surmontent les marnes ; les galets sont souvent très peu roulés et les niveaux d'argiles rouges abondants ; dans le détail on rencontre une multitude de faciès (grès, argiles sableuses, conglomérats à galets roulés, à galets très anguleux, etc...).

Signalons, vers $x = 438$, $y = 319$, d'abondantes brèches dont les éléments sont empruntés à la série primaire des schistes de Litré.

A grande échelle (voir fig. 128), cette série détritique est transgressive sur les niveaux sous-jacents ; elle repose en effet simultanément, au S sur les marnes à microfaune, et au N sur le Primaire du Djebel Doui. Il s'agit donc vraisemblablement de Miocène supérieur car celui-ci, on le sait, est souvent transgressif sur le Miocène inférieur dans le bassin du Chélif (S.N. REPAL, 1952).

c) Le Miocène de la feuille de Beni bou Douane.

Il s'agit essentiellement de niveaux rouges, allant des conglomérats aux argiles ; ils correspondent en majeure partie à la série détritique supérieure du bassin des Beni Zoug Zoug. On retrouve parfois, par exemple dans la partie E de la feuille et vers la base, des intercalations marneuses qui doivent être l'équivalent des marnes du Miocène inférieur des Beni Zoug Zoug.

On rencontre également un banc cinéritique blanc d'environ 5 m d'épaisseur qu'il faut sans nul doute raccorder à celui rencontré plus à l'E ; ce banc est bien visible entre $x = 427,5$ $y = 314,5$ et $x = 423$, $y = 315,5$; en ce dernier point, le banc cinéritique surmonte une cinquantaine de mètres de marnes au sein desquelles on remarque de très nombreux lits de gypse, de 1 à 2 cm d'épaisseur ; il s'agit donc de dépôts lagunaires.

A quelques centaines de mètres plus au N, cet horizon à gypse se réduit à une dizaine de mètres ; il surmonte d'épais conglomérats rouges qui forment ici la base du Miocène. Les couches de passage des conglomérats aux marnes à gypse nous ont fourni, en $x = 423$, $y = 315$, dans des lits de graviers intercalés dans des argiles, des restes de Vertébrés malheureusement indéterminables.

Faute de fossiles, il est tout à fait impossible de connaître l'âge exact des formations rouges (conglomérats, argiles, grès), qui cons-

tituent la majeure partie des affleurements de la feuille de Beni bou Douane ; elles appartiennent probablement surtout au Miocène supérieur.

d) Les lambeaux miocènes intra-telliens.

La mer miocène n'était pas localisée au sillon du Chélif ; elle couvrait une partie du Tell méridional au sein duquel ont été conservés quelques témoins intéressants.

1. *Le Miocène du Djebel Tichouktine* (f. Pont du Caïd, $x = 452$, $y = 306,5$).

C'est un lambeau d'environ 8 km² qui, bien que traversé par la route nationale d'Affreville à Teniet el Haad, n'avait jamais été remarqué.

Il s'agit essentiellement de niveaux marneux rougeâtres chargés de passées conglomératiques plus ou moins grossières ; les galets sont, comme ailleurs, très peu roulés. On remarque quelques intercalations de marnes grises ou verdâtres qui ont fourni une microfaune miocène saumâtre accompagnée de formes crétacées remaniées, par exemple en $x = 453,65$ $y = 306,6$; en ce point, les marnes contiennent d'ailleurs des intercalations conglomératiques. Les galets sont souvent encroûtés par des Polypiers dont (dét. J. Chevalier) :

Solenastraea cf. *turonensis* Michelin sp. (Vindobonien de Touraine)

et des Huitres dont (dét. D. Mongin)

Ostrea digitalina Du Bois (Burdigalien-Tortonien)

On trouve également dans les marnes de nombreux débris végétaux ainsi que de petits Gastéropodes.

2. *Les lambeaux de la forêt des Matmatas* (SW f. Pont du Caïd) *et de la région de Marbot* (f. Teniet el Haad).

Ce sont des affleurements en tous points analogues à ceux du Djebel Tichouktine.

Dans la forêt des Matmatas, il s'agit essentiellement de conglomérats rouges, à galets anguleux ; mais des marnes grises, vraisemblablement saumâtres, s'y associent, par exemple vers $x = 461,8$ $y = 305$.

Dans la région de Marbot, les conglomérats rouges sont très grossiers (blocs atteignant 1 m de côté) toujours hétérogènes et à galets peu roulés.

Des niveaux moins grossiers (marnes sableuses, grès), mais toujours rouges, apparaissent encore dans l'affleurement du Djebel Ouanzil ; ils peuvent facilement être étudiés sur la rive gauche de l'Oued el Krammes ($x = 454,5$ $y = 300,2$).

3. *Les formations rouges au S de Trolard Taza* (f. Teniet el Haad et Taine).

On trouve dans cette région des niveaux tout à fait analogues à ceux étudiés ci-dessus. Dans le N, il s'agit de conglomérats

rouges, mêlés à des argiles de même teinte ; vers le S, la série perd peu à peu ses teintes rouges ; on passe à des cailloutis et à des sables brunâtres ou jaunâtres. Alors qu'habituellement les galets sont empruntés au substratum de la région, on trouve dans les affleurements les plus méridionaux de nombreux galets de silex, rosés ou d'un blanc laiteux, qui sont inconnus dans la région ; ils proviennent probablement du Crétacé supérieur des régions plus méridionales. De très nombreux silex taillés que l'on trouve dans cette région proviennent essentiellement de ces roches exotiques.

Faute de fossiles, l'âge miocène de toutes ces formations ne peut être démontré ; seule leur position structurale nous donne quelques renseignements. Ces dépôts sont plissés, donc antérieurs aux niveaux pliocènes de la région qui sont restés partout subhorizontaux ; ils sont en outre postérieurs au Miocène inférieur I, puisqu'ils le remanient ; il est donc logique de les attribuer au Miocène inférieur II ou au Miocène supérieur, c'est-à-dire d'en faire un équivalent continental des dépôts marins du bassin du Chélif.

2) CONCLUSIONS

On peut, dans la région étudiée, distinguer après la mise en place des nappes la succession suivante :

1^o Miocène inférieur. La base est le plus souvent conglomératique ou gréseuse ; au-dessus apparaissent des marnes grises à microfaune.

2^o Miocène supérieur.

— dans la partie E : à la base on rencontre des marnes grises analogues à celles du Miocène inférieur dont elles ne se distinguent que par la microfaune de sorte que le passage du Miocène inférieur au Miocène supérieur se fait au sein d'une épaisse série marneuse ; la série marneuse du Miocène supérieur passe progressivement vers le haut à une épaisse série gréseuse ; plus à l'E (en dehors de notre région d'étude) cette dernière arrive à reposer directement sur le substratum crétacé ;

— dans la partie W et S : on rencontre presque exclusivement des formations rouges, très souvent conglomératiques, qui peuvent reposer directement sur le substratum anté-miocène.

CONCLUSIONS STRATIGRAPHIQUES

Une très importante phase tectonique permet de distinguer à l'intérieur du Miocène inférieur : un Miocène inférieur I, antérieur aux mouvements, un Miocène inférieur II qui est discordant sur le premier et qui est recouvert en concordance ou en discordance, par du Miocène supérieur.

Ces subdivisions sont nouvelles pour l'Algérie, où le Miocène avait déjà donné lieu à de très nombreux travaux et à propos duquel l'accord était loin d'être complet. Il importe donc de discuter l'âge exact de ces différentes formations.

A. LE MIOCÈNE INFÉRIEUR I

Bien qu'il arrive à reposer en concordance sur l'Oligocène, sans qu'aucune modification lithologique notable corresponde à la limite des deux étages, le Miocène I est le plus souvent transgressif sur tous les terrains allant de l'Oligocène au Crétacé inférieur ; cette discordance est toujours jalonnée par des niveaux détritiques.

MACROFAUNE

La plupart des gisements fossilifères proviennent des niveaux de base ; la macrofaune comprend 12 espèces dont l'âge burdigalien est certain, à savoir (dét. D. Mongin) : *Pecten pseudo-beudanti* Dep. et R., *Chlamys cookei* de Greg., *Chlamys pseudo-pandorae* Cotter, *Chlamys northamptoni* Mich., *Pecten josslingi* Smith., *Pecten blanckenhorni* Dep. et R., *Flabellipecten expansus* Sow., *Panopea* cf. *intermedia* (Sow.), *Turritella eryna* d'Orb., var. *polycosmeta* C. et P., *Monodonta burdigalensis* C. et P., *Meretrix lamarchi* (Agassiz), *Protona proto* Bast. var. *fabreae* Catz. Mong.

D. Mongin, d'après ses précédentes études sur le Burdigalien de Provence (1952 et 1956) remarque en outre une analogie entre la faune de l'Ouarsenis et celle du Burdigalien supérieur de la basse vallée du Rhône, affinités renforcées par les caractères stratigraphiques et pétrographiques signalés.

Il faut cependant souligner que les couches fossilifères sont presque toujours localisées aux niveaux détritiques de base. Seuls ces derniers appartiennent donc sûrement au Burdigalien. L'épaisse série essentiellement marneuse surmontant les assises détritiques de base ne contient pas de macrofaune et ne peut de ce fait être datée avec la même précision. Nous n'avons en outre pas à notre disposition toute une série de gisements fossilifères répartis sur

toute l'épaisseur du Miocène ; ce n'est que dans ces cas que l'on aurait pu assister à l'évolution de la macrofaune et dater avec précision tout le Miocène inférieur I. La macrofaune nous fournit cependant un renseignement très précieux : le Burdigalien est représenté au sein du Miocène inférieur I.

MICROFAUNE (voir liste p. 277)

La microfaune présente l'avantage d'être abondante à tous les niveaux mais elle reste homogène sur toute l'épaisseur du Miocène inférieur. Elle s'accorde toujours parfaitement avec les données de la macrofaune.

Dans l'état actuel de nos connaissances, elle ne permet pas d'individualiser les classiques étages d'Europe, ce qui est d'ailleurs fort compréhensible. J. Magné parle ainsi prudemment de Miocène inférieur sans plus de précision.

Les Miogypsines fournissent de leur côté d'intéressants renseignements ; nous avons en effet découvert (dét. C.W. Drooger) :

- Miogypsina gunteri* ou *tani*,
- *mediterranea* Bron.,
- *intermedia* Drooger,
- *cushmani* Vaughan

Plus à l'W, M. Dalloni signale en outre :

- Miogypsina irregularis* (Michelotti)

C.W. Drooger, spécialiste de ces intéressants macroforaminifères, a récemment proposé (1954), une échelle stratigraphique basée sur les différentes espèces de Miogypsines dont le règne commence, on le sait, à l'Oligocène, par des formes très simples ; celles-ci se compliquent peu à peu et aboutissent aux formes complexes du Miocène.

Cette échelle qui présente l'énorme avantage d'avoir été établie au sein même des niveaux types d'Aquitaine, se présente comme suit :

- Chattien : *M. complanata*
- Aquitainien : *M. gunteri-tani*
- Burdigalien : *M. burdigalensis*
- *M. irregularis-intermedia*
- Helvétien : *M. cushmani*
- M. mediterranea*

D'après cette classification il faudrait donc attribuer à l'Aquitainien, au Burdigalien et à l'Helvétien des niveaux qui n'ont fourni qu'une macrofaune à cachet burdigalien.

En raison de cette contradiction, nous nous garderons bien de conclure sur la présence ou l'absence d'Helvétien dans le Mio-

cène I. L'intéressante hypothèse de C.W. Drooger n'en méritait pas moins d'être signalée ; il faut souhaiter qu'elle soit mise à l'épreuve dans des régions plus favorables.

Soulignons pour terminer, à propos de l'âge helvétien de *Miogypsina mediterranea* et *M. cushmani*, que celui-ci n'est pas encore prouvé mais simplement admis par raisonnement ; il faudrait, pour prouver cet âge helvétien, trouver les Miogypsines soit dans l'Helvétien type, soit au moins dans l'Helvétien d'Aquitaine ou dans tout autre Helvétien bien daté par une abondante macrofaune. Or ni au Maroc, ni en Algérie, seules régions où l'on ait rencontré jusqu'à présent ces deux Miogypsines évoluées, la macrofaune ne prouve l'âge helvétien des niveaux qui les contiennent ; elle donne au contraire toujours en Algérie, un âge ou pour le moins un cachet burdigalien.

On peut retenir pour conclure que le Burdigalien est certainement représenté au sein du Miocène inférieur I, mais que les limites inférieures et supérieures restent à définir avec précision. Comme ce Miocène est à la fois, d'une part concordant avec l'Oligocène (le passage de l'Oligocène au Miocène se faisant sans solution de continuité), d'autre part discordant jusque sur le Crétacé inférieur, il est fort probable que les niveaux de base ne soient pas partout synchroniques. Il est donc possible que l'Aquitaniien soit localement représenté. Soulignons enfin que ce Miocène inférieur I, qui a très souvent été qualifié de « Cartennien », ne peut être rattaché à cet étage local qui a été défini par Pomel pour des dépôts bien différents qui appartiennent au Miocène inférieur II.

B. LE MIOCÈNE INFÉRIEUR II ET LE MIOCÈNE SUPÉRIEUR

Ces dépôts post-nappes se rattachent au Miocène du bassin du Chélif qui a déjà été fort abondamment étudié et à propos duquel de nombreuses discussions ont déjà eu lieu.

1) AGE DES NIVEAUX DE BASE

Dans la région étudiée, les niveaux de base ne contiennent pas de gisements fossilifères importants qui permettent de les dater avec certitude. Nous n'avons en effet guère récolté que deux espèces : *Gryphaea aginensis*, et *Macra substriatella* (Aquitaniien-Burdigalien) qui ne peuvent suffire à individualiser un étage. Il nous faut donc examiner les travaux qui ont porté sur les régions voisines. Rappelons d'abord que le terme de « Cartennien » a été créé au siècle dernier, par Pomel, pour désigner la partie inférieure des dépôts miocènes d'Algérie ; le type du « Cartennien » fut pris à Ténès, dans les niveaux de base du Miocène du Chélif ; le terme

de « Cartennien » ne s'applique donc, par définition, qu'aux dépôts post-nappes ; il ne peut être question de l'appliquer aux dépôts anté-nappes (Miocène inférieur I).

Après de nombreuses discussions sur l'âge exact de ce « Cartennien », on finit par admettre l'équivalence du « Cartennien » et du Burdigalien.

Cette équivalence nous semble cependant encore discutable pour les raisons suivantes :

a) Les fossiles que Brives a récoltés à Ténès, localité-type du « Cartennien », sont les suivants (1897, p. 69) :

- Flabelli pecten burdigalensis* Lmk (Burdigalien-Helvétien)
- — *besseri* (Andr.) (2^e étage méditerranéen)
- Pecten fuchsi* (Font.) (Burdigalien-Helvétien)
- Chlamys justiana* (Font.) (Burdigalien)
- Pecten beudanti* Bast. (1^{er} étage méditerranéen)
- *pomeli* (= *P. revolulus* Mich.) (Burdigalien-Helvétien)

On rencontre donc, à côté d'espèces du Burdigalien-Helvétien et de formes caractéristiques du 1^{er} étage méditerranéen, *Pecten Besseri* Andr., espèce caractéristique du 2^e étage méditerranéen (Deperet et Roman, 1910, p. 121), fréquente dans le Tortonien.

Or Brives fait remarquer (1897b, p. 6) que *Pecten besseri* est une « coquille des plus répandues et des plus typiques des grès cartenniens ». La liste de fossiles qu'il fournit est donc loin de prouver l'âge burdigalien du Cartennien.

b) A Pont du Chéloff, M. Dalloni (1952) signale à la base du Miocène du Chéloff :

- Flabellipecten burdigalensis* Lmk (Burdigalien-Helvétien)
- Pecten subarcuatus* Tournouer (2^e étage méditerranéen)
- *convexior* A. et B. (1^{er} étage méditerranéen)
- *pseudo-beudanti* D. et R. (2^e étage méditerranéen)

Là aussi on trouve par conséquent un mélange d'espèces du premier et du deuxième étage. *Pecten subarcuatus* Tournouer serait en particulier (Dep. et Roman, p. 12) inconnu dans le Burdigalien et caractériserait seulement les dépôts de l'étage Vindobonien, tout spécialement la partie inférieure de cet étage (Helvétien sensu stricto). Cette liste de fossiles est donc loin de démontrer elle aussi, l'âge exclusivement burdigalien du Cartennien.

c) Le Cartennien des environs de Miliana, si minutieusement étudié par M. Dalloni (1917), fournit des fossiles qui peuvent aussi

bien être rangés dans l'Helvétien que dans le Burdigalien. Pour se limiter aux Pectinidés, on rencontre surtout :

Pecten josslingi Smith (Burdigalien)

— *revolutus* Micht. (Burdigalien-Helvétien)

Chlamys du gr. de *praescabriusculus* Font. (*P. praescabriusculus* = Burdigalien supérieur)

Quant à *Pecten pseudo-beudanti*, seule espèce du 1^{er} étage méditerranéen, M. Dalloni signale qu'elle est rare ; « j'ai indiqué, ajoutait-il combien cette espèce est au contraire abondante à Uzès-le-Duc », constatation qui ne saurait nous étonner, puisque le Miocène d'Uzès-le-Duc appartient au Miocène inférieur I.

d) Les meilleurs gisements fossilifères invoqués pour prouver l'âge burdigalien du « Cartennien » appartiennent au Miocène inférieur I et non au Miocène inférieur II.

C'est le cas du très riche gisement de Ben Mahis, aux environs de Berrouaghia (Ficheur 1917), de celui d'Uzès-le-Duc (Dalloni 1917), et de ceux de la région sub-bibanique (Savornin 1920). Ils ne peuvent donc servir à déterminer l'âge du « Cartennien ».

Conclusion.

L'âge burdigalien du « Cartennien » est loin d'être démontré, les listes citées montrant des formes caractéristiques tant du 1^{er} que du 2^e étage méditerranéen. Dans l'état actuel de nos connaissances, la macrofaune ne permet donc pas de savoir s'il s'agit plutôt de Burdigalien que d'Helvétien. Mais la superposition du « Cartennien » sur le Miocène inférieur I nous fournit d'utiles renseignements ; le Miocène inférieur I englobe en effet du Burdigalien ; la base du Miocène inférieur II ou du « Cartennien » qui lui est postérieur ne peut donc théoriquement appartenir qu'à l'Helvétien ou à la rigueur au Burdigalien supérieur.

En attendant qu'une révision détaillée des macrofaunes du Cartennien ait été entreprise, nous parlerons donc sans plus de précision de Miocène inférieur II.

2) LES SUBDIVISIONS DU MIOCÈNE DU CHÉLIFF

Dans la région étudiée personnellement, l'absence de macrofaune ne permet pas de proposer des subdivisions autres que celles tirées des faciès. Or, les faciès varient très rapidement, et il n'est pas possible d'y trouver des niveaux repères. Afin de pouvoir proposer des assimilations valables, il nous faut donc examiner, là encore, les travaux effectués dans les régions voisines.

Après une longue période d'hésitations et de discussions sur les dépôts miocènes du Chélif, on adopta dès le siècle dernier (Depéret 1895) les subdivisions suivantes :

Cartennien (= Burdigalien), 1^{er} étage méditerranéen

Vindobonien (= Miocène moyen), 2^e étage méditerranéen

Sahélien (Miocène supérieur)

Comme une discordance sépare très souvent le Cartennien du Vindobonien, et que ce dernier repose souvent directement sur le substratum crétacé, M. Dalloni a récemment proposé (1952) en reprenant tous les travaux antérieurs, les termes plus généraux de *Méditerranéen inférieur* (= Cartennien) et de *Méditerranéen moyen* (Vindobonien Sahélien), car, souligne-t-il (p. 11) « seule la notion si claire de cycle sédimentaire permet une classification chronologique rationnelle des terrains qui se sont formés dans nos régions pendant l'une des périodes les plus troublées de son histoire ».

A notre avis, le principe de cette classification reste contestable, puisqu'il ne s'appuie plus sur des considérations paléontologiques, mais tectoniques ; en effet, dire que tous les dépôts transgressifs du Méditerranéen moyen sont plus récents que n'importe quelle assise du Méditerranéen inférieur revient à supposer que les mouvements générateurs de transgression sont partout de même âge, ce qui est certainement inexact au moins à une certaine échelle.

Il ressort d'autre part des travaux que la S.N. REPAL a effectués dans la partie occidentale du bassin du Chélif (1952) que « la notion si claire de cycle sédimentaire » n'est évidente que sur les marges du bassin pour disparaître totalement en son centre. Tout le Miocène est en effet marneux et concordant au centre du bassin du Chélif ; la notion d'étages Méditerranéen inférieur et Méditerranéen moyen y disparaît donc totalement et n'est plus d'aucune utilité.

Les géologues de la S.N. REPAL qui reprirent l'étude du bassin du Chélif employèrent de leur côté des subdivisions micropaléontologiques qui fournirent d'excellents résultats ; à la suite des travaux micropaléontologiques de J. Magné et de C. Tempère (1952), ils divisèrent le Miocène du Chélif en Miocène inférieur et Miocène supérieur ; un groupe de Foraminifères planctoniques caractérise chacune de ces subdivisions ; le benthos fournit lui aussi des espèces ayant leur maximum soit au Miocène inférieur, soit au Miocène supérieur ; des marqueurs stratigraphiques ont en outre pu être isolés, permettant de distinguer dans le Miocène supérieur des zones A et B.

Nous adopterons les subdivisions des géologues de la S.N. REPAL, qui nous paraissent excellentes puisque essentiellement basées sur

les qualités de dispersion du plancton qui se retrouve dans les faciès les plus variés. Il faudra évidemment s'efforcer dans l'avenir de dater exactement par la macrofaune chacun des repères micro-paléontologiques adoptés ; l'on arrivera alors à établir, grâce à l'emploi conjugué de la macrofaune et de la microfaune, une excellente échelle stratigraphique.

LE PLIOCÈNE ET LE QUATERNAIRE

La mer s'est définitivement retirée du massif de l'Ouarsenis à la fin du Miocène ; elle ne demeura dans le bras de mer du Chélif que plus à l'W. Il est de ce fait difficile de reconstituer l'histoire plio-quaternaire du massif de l'Ouarsenis ; de plus, en raison de la forte érosion qui a disséqué le Tell méridional, les dépôts pliocènes et quaternaires n'ont été conservés que sur les Hautes Plaines et dans le bassin du Chélif où ils ne forment d'ailleurs que de minces placages.

A. LE PLIOCÈNE

1) VERSANT S DE L'OUARSENIS

Malgré l'absence de fossiles il est difficile de ne pas attribuer au Pliocène les dépôts continentaux du Sersou. Ceux-ci, qui sont restés horizontaux, sont constitués de quelques dizaines de mètres au maximum de cailloutis, graviers, sables, argiles et limons. L'ensemble est couronné par une croûte tufacée.

Le réseau hydrographique entaille fortement ces formations ; l'Oued Nahar Ouassel coule ainsi, sur les feuilles de Vialar et de Sersou, à environ 100 m en contre-bas du toit du Pliocène et au N de cette vallée, le Pliocène ne se retrouve qu'à l'état de lambeaux isolés.

L'altitude du toit du Pliocène décroît insensiblement d'W en E (940 m au SW de la feuille de Vialar, 830 m au NE de la feuille de Sersou) et du N au S ; sa base suit ce mouvement d'ensemble qui est très vraisemblablement d'origine tectonique.

Plusieurs buttes-témoins de Pliocène ont été conservées au N du cours de l'Oued Nahar Ouassel, dans les régions suivantes :

a) Feuille de Vialar.

Le Pliocène y est réduit à quelques mètres de cailloutis plus ou moins sableux et peu cimentés, dont les éléments bien roulés atteignent en moyenne de 5 à 10 cm de diamètre. Fait remarquable,

on rencontre parmi les galets (par exemple en $x = 411,5$ $y = 258,5$) des roches tout à fait inconnues dans le substratum de la région ; il s'agit de :

- calcaires crème à Characées et plusieurs types de calcaires lacustres, d'âge inconnu (Mio-Pliocène ?)
- roches siliceuses, rougeâtres à violacées, probablement hydrothermales (Mio-Pliocène des Hauts Plateaux ?)
- silex vert sombre à Foraminifères roulés. M. Reichel y a reconnu : de nombreux *Laffiteina* dont quelques exemplaires très voisins de *Laffiteina conica* Drooger (Maestrichtien des Monts du Hodna) ; sections de petites *Cosinella* non déterminables spécifiquement.

Bien que ces faciès ne soient pas encore connus en place, ils ne peuvent venir que de régions plus méridionales, nécessairement assez lointaines et probablement actuellement couvertes de dépôts plio-quaternaires. Nous avons d'ailleurs rencontré des galets de roches analogues dans des régions très méridionales (W de la f. Chahbounia) ; elles se retrouvent en outre dans les dépôts de Miocène post-nappe de la feuille de Taine, et sont dans cette région remaniées par les terrains quaternaires. Une étude détaillée de toutes ces formations détritiques permettrait sans nul doute de se faire une idée de l'origine de ces curieux faciès et par là même de découvrir ce très intéressant faciès siliceux du Crétacé supérieur qui n'a jusqu'à présent pas encore été trouvé en place.

Comme les lambeaux de Pliocène situés à l'W de Vialar contiennent des galets d'origine méridionale et que leur altitude est supérieure à celle des dépôts plus méridionaux, de faibles déformations tectoniques postérieures au dépôt doivent nécessairement être invoquées (l'altitude est de 1015 m à l'W de Vialar et de 910 m à 10 km plus au S) ; elles sont responsables de la faible inclinaison du Pliocène vers le S.

b) Feuilles de Taine et de Teniet el Haad.

Une série de buttes-témoins de dimensions réduites parsèment la feuille de Taine. En $x = 450,5$ $y = 262,1$ on relève de bas en haut :

- 3 m de cailloutis à passées sableuses
- 2,50 m de limons brun-rougeâtre, passant progressivement à
- 2 m de carapace tufacée.

Sur une même transversale, l'altitude du toit des dépôts pliocènes varie du S au N de 850 m, sur la feuille de Sersou, à 890 m, dans la partie méridionale de la feuille de Taine, puis à 1150 m environ sur la partie SW de la feuille de Teniet el Haad (ce qui donne une pente approximative de 10/1000). Là, on retrouve un placage de cailloutis, qui ne dépasse pas quelques mètres d'épaisseur ; il jalonne une surface d'érosion qui s'arrête brutalement contre les

reliefs du Crétacé inférieur ; il s'agissait très vraisemblablement d'un pédiment qui se relevait contre des reliefs le dominant de 500 à 600 m (Djebel Rhiles et Djebel Ech Chaoun).

A ce pédiment il faut très vraisemblablement rattacher la nappe de cailloutis perchée à 1220 m d'altitude, au Merrous, à 1 km au S de Trolard Taza, et le minuscule lambeau subsistant à 1245 m dans le coin SE de la feuille de Teniet el Haad ($x = 466,6$ $y = 282,9$).

Dans cette région, l'inclinaison vers le S de la surface pliocène n'est donc probablement pas seulement due à des mouvements tectoniques ; nous sommes en présence d'un pédiment qui se relevait contre des reliefs septentrionaux, et qui a d'ailleurs en outre pu être déformé.

c) Au cœur du Tell.

On ne retrouve aucun témoin de Pliocène ; on remarque cependant que tous les sommets situés entre le massif de la Forêt des Cèdres (SE f. El Meddad) et celui du Grand Pic de l'Ouarsenis (limite f. El Meddad et Molière) ne dépassent jamais une surface presque plane qui correspond certainement à une ancienne surface d'érosion. Or il s'agit probablement de la surface pliocène que nous avons étudiée plus au sud plutôt que d'une surface miocène ; celle-ci, en raison des mouvements qui se sont produits à la fin du Miocène, serait en effet beaucoup plus irrégulière.

Il est donc fort possible qu'au Pliocène aucun relief notable ne séparait dans cette région la dépression des Hautes Plaines et celle du Chélif ; seuls devaient émerger au milieu de vastes plaines les massifs du Grand Pic et ceux du Crétacé inférieur et du Numidien des environs de Teniet el Haad.

Le Tell méridional est donc très probablement en grande partie post-pliocène ; sa surrection est due à des mouvements quaternaires dont nous avons d'ailleurs pu prouver la réalité sur la feuille de Vialar. Nous rejoignons ainsi les conclusions déjà émises par L. Glangeaud (1927-1955).

2) VERSANT N DE L'OUARSENIS

C'est sans certitude que quelques surfaces d'érosion couvertes d'une carapace tufacée, ou portant plus rarement un placage peu épais de cailloutis, peuvent être attribuées au Pliocène.

Dans la partie NE de la feuille de Pont du Caïd, on arrive à reconstituer une ancienne surface d'érosion, faiblement inclinée vers le Chélif. Elle dépasse la cote 600 vers $y = 306$, pour s'abais-

ser progressivement et s'enfoncer, une quinzaine de km plus au N, sous le Quaternaire de la plaine du Chélif dont la cote oscille autour de 300 m. Cette surface n'est habituellement jalonnée que par des lambeaux de carapace tufacée ; mais ces tufs s'associent à l'E de l'Oued Deurdeur à des cailloutis qui recouvrent complètement les pentes de Miocène supérieur situées dans le coin NE de la feuille.

Il semble à première vue que la surface étudiée se raccorde à la haute terrasse de cette partie de la plaine du Chélif dont l'abrupt est très visible, en particulier au Puits ($x = 458$, $y = 319$) et qui a été cartographiée sur la feuille géologique au 1/50.000 de Miliana. La haute terrasse est en effet recouverte, tout comme la surface pliocène (?), d'une carapace tufacée, et il semble que ces deux carapaces passent progressivement de l'une à l'autre ; mais il est aussi fort possible que l'on ait deux carapaces d'âge différent, la plus récente recoupant l'autre. Des études de détail seraient nécessaires pour résoudre ce problème. De toute façon l'inclinaison de la surface encroûtée ne peut être originelle ; des mouvements quaternaires doivent là encore être invoqués.

Dans la partie NW de la feuille de Pont du Caïd et sur la feuille de Beni bou Douane, de nombreux replats encroûtés correspondent probablement à des surfaces pliocènes, mais des études morphologiques seraient nécessaires pour le confirmer.

B. LE QUATERNAIRE

Ce n'est que dans la bordure sud-tellienne et dans la dépression du Chélif que les dépôts quaternaires forment de notables placages qui sont vastes mais peu épais.

Le seul caractère général observé est l'encaissement du lit actuel de tous les cours d'eau dans les plaines d'alluvions récentes qui les dominent de quelques mètres. Cet encaissement, peu important mais général, rend souvent difficile, en l'absence de pistes, la traversée des oueds. C'est vraisemblablement dans une modification climatique qu'il faut rechercher l'explication de ce phénomène très général.

Dans la bordure sud-tellienne, on rencontre d'assez nombreuses terrasses qui s'étagent jusqu'à près de 50 m au-dessus du lit actuel et qui sont généralement très caillouteuses, seules les alluvions récentes étant limoneuses.

On remarque très fréquemment dans cette même région et à la surface du sol, des silex taillés où l'on reconnaît, outre des faciès

récents, du Moustiérien et des industries plus primitives. Des études de détail permettraient sans doute de dater quelques terrasses par l'industrie lithique.

Signalons, en $x = 413,65$ $y = 254,65$ un beau gisement d'une industrie primitive anté-moustiérienne ; il est installé sur un lambeau de cailloutis ; ce lambeau se trouve lui-même à plus de 50 m en contrebas de la corniche réputée pliocène dont l'âge devient par conséquent très vraisemblable.

Aux environs de Trolard Taza, on remarque, en contrebas de la surface pliocène, plusieurs replats qui se trouvent jusqu'à plus de 50 m au-dessus des vallées (voir f. géologique au 1/50.000 de Teniet el Haad).

A l'intérieur du Tell, au SE de Marbot, des terrasses sont suspendues jusqu'à 80 m au-dessus de la vallée ($x = 452,9$ $y = 295,2$).

Signalons enfin, à 7 km au NE de Teniet el Haad et en plein Tell, la présence de cailloutis et de marnes lacustres, d'aspect très récent et d'âge quaternaire probable, qui contiennent des Lymnées et qui, chose remarquable, sont plissées puisqu'ils offrent un pendage d'environ 30° ($x = 444,9$ $y = 291,9$).

Dans la partie de la vallée du Chélibb située sur la feuille de Miliana, on ne rencontre plus qu'une terrasse : « la haute terrasse » de la feuille géologique de Miliana (1951) dont le toit ne surmonte guère la plaine d'alluvions récentes que d'une dizaine de mètres.

Cette opposition entre, d'une part la dépression du Chélibb sans terrasse notable et, d'autre part, l'intérieur du Tell et la bordure sud-tellienne à nombreuses terrasses parfois élevées, ne peut guère s'expliquer sans admettre l'existence de mouvements quaternaires ayant provoqué une remontée relative du Tell par rapport à la dépression du Chélibb.

Ces mouvements ne doivent d'ailleurs être que le prolongement de ceux qui ont plissé la surface pliocène qui, nous l'avons vu, a nettement été gauchie.

Cette notion d'un soulèvement récent du Tell méridional s'accorde d'ailleurs avec l'allure du réseau hydrographique ; plusieurs cours d'eau importants prennent en effet leur source dans la bordure sud-tellienne et, au lieu de suivre cette dépression méridionale, traversent les importants reliefs du Tell en creusant des gorges importantes. Cette disposition ne peut s'expliquer que par antécédence et surimposition, c'est-à-dire par l'intervention de mouvements récents.

TECTONIQUE

La particularité structurale essentielle de l'Ouarsenis oriental réside dans l'existence de nappes. Cette notion de nappes est nouvelle, non seulement pour la région étudiée, mais aussi pour la plus grande partie du Tell algérien ; on ne parle en effet que depuis quelques années de recouvrements de plusieurs dizaines de kilomètres dans le Tell méridional (A. Caire, L. Glangeaud, M. Mat-tauer, J. Polvêche, 1953).

La réalité des déplacements de forte amplitude (jusqu'à près de 100 km), d'abord vivement contestée (J. Flandrin, 1955, L. Cal-lembert, 1955) a été peu à peu admise (M. Durand Delga, 1956), puis appliquée par la S.N. REPAL (Kiecken, 1956)¹ à une partie de la bordure sud-tellienne qui, en devenant une immense klippe, se raccordait parfaitement aux travaux effectués par l'équipe bisontine.

La démonstration de ces notions structurales nouvelles n'avait jusqu'à présent été entreprise que dans de courtes notes où ne pouvaient être signalées toutes les observations de détail qui sont tout aussi nécessaires que les arguments d'ordre général à l'élabo-ration d'une démonstration rigoureuse.

Pour permettre, au lecteur de se faire une idée suffisamment précise des faits, nous entreprendrons une étude structurale assez détaillée.

Comme on ne saurait tirer beaucoup de renseignements d'un fait structural isolé, notre étude ne sera pas simplement descrip-tive ; les observations seront groupées par problèmes.

Signalons enfin l'importance de cette étude tectonique qui nous a conduit à la notion de forts déplacements horizontaux ; de la réalité de ces déplacements dépendent en effet toutes les recons-titutions paléogéographiques et par là-même toute l'histoire géologique du Tell. La tectonique est ici le complément indis-pensable de la stratigraphie.

1. La note de M. Kiecken vient d'être complétée par un important travail, abondam-ent illustré, signé par De Chevilly, A. de Spengler, et M. Kiecken. (Géologie de la zone sud-tellienne entre Boghari et Sidi Aïssa (département d'Alger ; Publ. Serv. Carte géol. Algérie, nelle série, bull. n° 8, trav. coll. 1955, p. 25 à 88, 6 fig. 13 pl. h.t.). Nous renvoyons le lecteur à cet excellente mise au point qui est le résultat de 10 années de recherches effectuées par toute l'active équipe des géologues de la S. N. Repal. On pourra y constater que le style tectonique mis en évidence dans l'Ouarsenis est tout à fait analogue à celui que les géologues de la S. N. Repal ont fini par retenir après leurs campagnes de levés et de sondages.

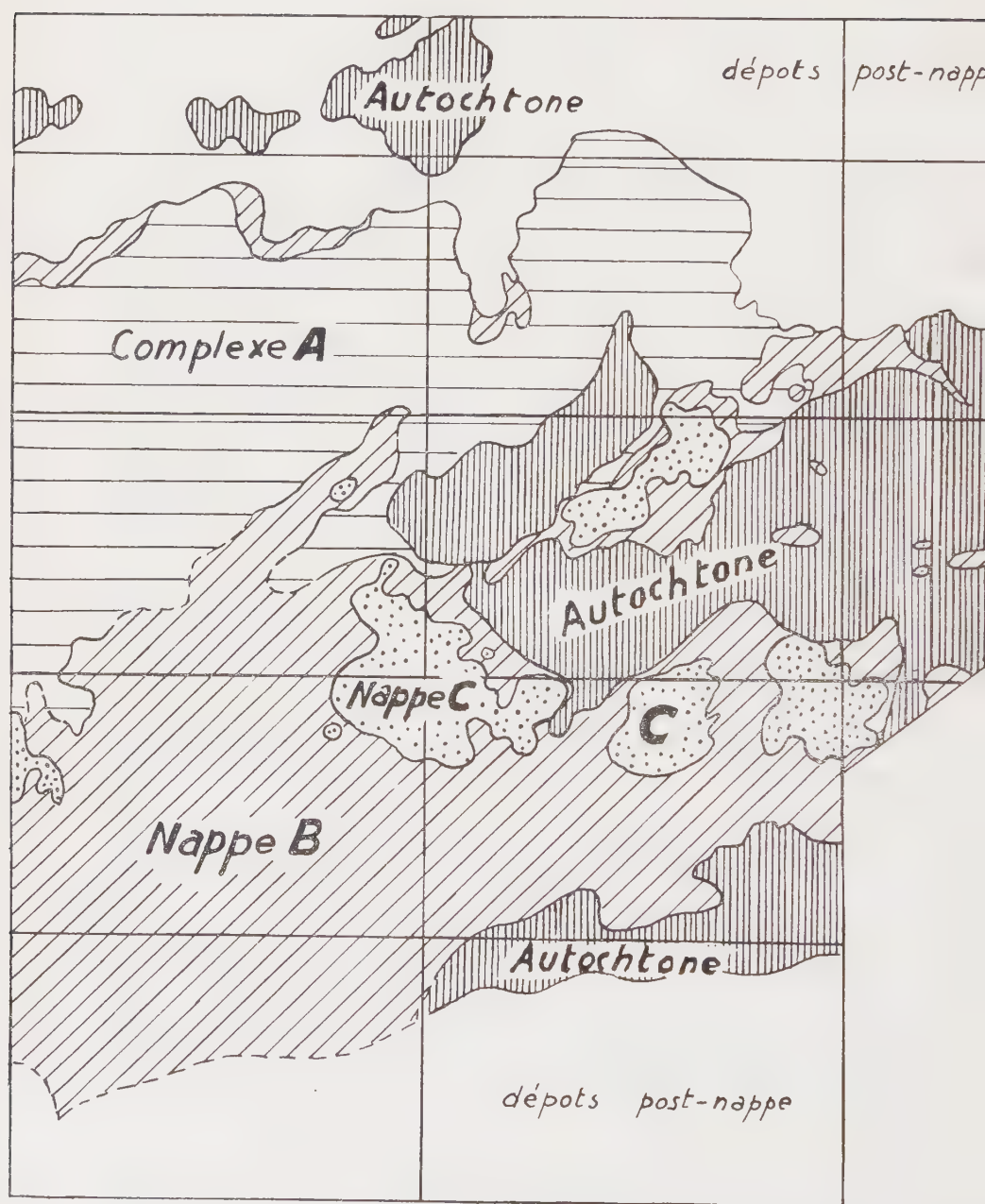


FIG. 129. — Les unités structurales de l'Ouarsenis oriental.

LE CADRE STRUCTURAL

Dans l'Ouarsenis, on arrive à la notion de nappes par deux voies bien différentes. La première, la plus convaincante, est celle du géologue de terrain qui peut, en une multitude d'endroits, observer des superpositions anormales et des anomalies structurales et stratigraphiques ; elles le convainquent rapidement de la réalité de forts déplacements horizontaux ; les chapitres descriptifs qui vont suivre tentent de permettre au lecteur de s'en faire une idée assez précise. L'autre est celle du géologue qui se contente de raisonner sur une carte, c'est-à-dire celle du lecteur qui a devant les yeux la carte au 1/200.000 accompagnant ce travail ; le raisonnement intervient ici plus que l'observation ; les problèmes peuvent être plus facilement dominés. C'est par cette deuxième voie d'accès que ce chapitre de tectonique abordera les problèmes structuraux de l'Ouarsenis.

A. SUR LA NÉCESSITÉ DES CHARRIAGES

1) LES DEUX TYPES STRUCTURAUX

Considérons la partie orientale du territoire étudié : deux unités structurellement et stratigraphiquement différentes y apparaissent ; ce sont (voir fig. 129) :

a) *les massifs* qui, formés de Crétacé inférieur et de Crétacé moyen, recouverts par du Miocène inférieur discordant, présentent une tectonique très simple. Les caractères structuraux essentiels de ces massifs sont (pour plus de détail voir chapitre 15) :

— présence de plis à très grand rayon de courbure analogues à ceux de l'Atlas Saharien, au sein desquels les bancs peuvent souvent se suivre sur plusieurs km sans discontinuité aucune,

— les seuls accidents tectoniques qui perturbent ces structures simples consistent en failles verticales, dont le réseau quelquefois assez serré n'altère pas la simplicité d'ensemble,

— la direction des plis à très grand rayon de courbure est très oblique par rapport à l'orientation générale du Tell, puisqu'elle se situe entre le NE - SW et le NNE - SSW,

— absence totale de contacts anormaux peu inclinés et d'accidents jalonnés de Trias.

Au point de vue stratigraphique, les dépôts de ces massifs sont souvent néritiques (Barrémo-Aptien) ou très détritiques (Albien) ; ils présentent des faciès assez proches de ceux de l'Atlas Saharien.

b) *massifs* essentiellement formés d'une série beaucoup plus complète que celle des massifs structuraux simples, c'est-à-dire de Crétacé supérieur et de Tertiaire, avec peu de Crétacé inférieur et moyen. La tectonique en est très complexe ; elle est essentiellement caractérisée par (pour plus de détails voir chapitres 15, 16, 17) :

— la présence de très nombreux contacts anormaux, souvent peu inclinés ou subhorizontaux, qui font qu'il n'existe aucune coupe continue du Crétacé ou du Tertiaire,

— l'abondance des superpositions anormales,

— l'allure désordonnée de la tectonique qui ne fait ressortir aucune direction privilégiée,

— l'abondance d'affleurements de Trias gypseux qui jalonnent toujours les contacts anormaux.

On rencontre souvent, au sein de ces affleurements, plusieurs faciès d'un même étage. Ils arrivent à être très différents de ceux des massifs à structure simple examinés ci-dessus ; on trouve par exemple un Albien très marneux qui ne supporte aucune comparaison avec l'Albien très détritique de ces derniers massifs.

2) LES DIFFÉRENTES HYPOTHÈSES POSSIBLES

Les hypothèses que l'on peut avancer pour expliquer la disposition et la composition de ces deux ensembles structuraux si différents, que nous nommerons pour simplifier a et b (fig. 130) ne sont pas très nombreuses. On ne peut pratiquement faire que deux hypothèses :

ou a et b sont autochtones,

ou a est autochtone et b est allochtone.

Une troisième hypothèse consisterait à se demander si a pourrait être allochtone et b autochtone ; mais comme c'est toujours b qui repose sur a et jamais l'inverse, elle ne saurait être retenue. Considérons donc chacune des deux hypothèses restantes, et examinons les conséquences qu'elles impliquent.

a) L'hypothèse autochtoniste ou des plis en éventail (fig 130).

Comme a est formé de terrains plus anciens que ceux de b, il faut évidemment interpréter, dans l'hypothèse autochtoniste, a en *horst* et b en *fossé*. De cette hypothèse découle un certain nombre de conséquences :

1) *Les fossés b sont anté-miocènes*. Dans a le Miocène inférieur est en effet directement transgressif sur le Crétacé inférieur ou moyen, alors que dans b on rencontre en outre le Crétacé supérieur, l'Éocène et l'Oligocène.

2) *Les fossés b ont rejoué en horst après le Miocène inférieur*. Le Miocène inférieur de a butte en effet toujours contre les terrains anté-miocènes de b ; on est donc en présence de « fossés-horsts ».

3) *Les fossés-horsts ont évolué en plis en éventail imbriqués*. Le contact qui sépare a de b, s'il est quelquefois vertical, est en effet souvent peu incliné.

On est ainsi amené à imaginer de curieux plis en champignons, déversés dans toutes les directions de l'espace, et au front desquels on n'observe jamais de charnière anticlinale.

Par suite de la présence de lambeaux de b au milieu de a, ces déversements périphériques doivent atteindre près de 10 km d'amplitude ; pour certains lambeaux il est impossible de savoir à quel pli en éventail ils se rattachent.

4) *Les « fossés-horsts — plis en éventail »* contiennent des terrains qui présentent plusieurs faciès d'une part différents les uns des autres (par exemple pour l'Oligocène) et d'autre part différents de ceux de a.

5) Au cours du Crétacé, la sédimentation était, à l'emplacement des fossés b, toute différente de celle qui s'effectuait à l'emplacement des horsts a et ceci bien que les fossés fussent littéralement entourés par les horsts. Les limites des fossés devraient donc correspondre à des limites paléogéographiques ; or, l'étude des terrains de a montre sans contestation possible qu'aucune limite paléogéographique ne saurait se superposer à la limite de a et de b.

6) Nous sommes donc en présence de « fossés » qui, contrairement à toute attente, contiennent de nombreux affleurements de Trias (terrain le plus ancien de la région) alors que les « horsts » n'en montrent jamais.

b) L'hypothèse nappe.

Dans cette hypothèse les terrains de b ne sont pas en place mais ont été amenés d'ailleurs par l'intervention de phénomènes tectoniques.

Signalons dès à présent que cette origine doit être lointaine en effet :

— b ne peut être la couverture glissée de a ; la série de a n'est en effet constituée que de Miocène inférieur transgressif sur le Crétacé inférieur et moyen ; la série de b est toute différente puisqu'on y trouve le Crétacé moyen et supérieur, l'Éocène et l'Oligocène et le Miocène ;

— l'hypothèse d'un décollement anté-miocène qui expliquerait la différence de composition des deux séries a et b n'est pas applicable, car dans ce cas les faciès d'un même étage de a et de b seraient identiques, ce qui ne se réalise pas (ex. : Albien) ;

— b ne peut pas venir du Sud où l'on ne trouve que des faciès différents et encore beaucoup plus néritiques que ceux de a.

L'origine de b est donc septentrionale ; cela implique que les déplacements de b atteignent un minimum de 45 km, mesuré depuis l'affleurement le plus septentrional de a jusqu'au plus méridional de b ; de plus les déplacements se sont effectués après le Miocène inférieur (puisque b repose sur ce dernier).

Si l'on admet que les terrains b appartiennent à des unités de recouvrement venus du N, et ayant subi de tels déplacements on explique :

1) *les différences structurales entre a et b* : il est en effet normal que a autochtone soit simple et que b, ayant subi de forts déplacements, présente une tectonique complexe à nombreux contacts anormaux.

2) *Les différences de faciès entre a et b et entre différentes unités de b* ; de forts déplacements ont en effet dû superposer des sédiments déposés dans des provinces paléogéographiques différentes.

3) *La superposition quasi générale de b sur le Miocène inférieur de a*, et la présence presque constante de Miocène inférieur entre le Crétacé inférieur et moyen de a et les terrains anté-miocènes de b.

4) *L'absence de Trias dans a*, et son abondance dans b.

5) *La présence de klippes de b au milieu de a*.

6) *La pente variable du contact entre a et b* ; lorsque ce contact est sub-horizontale, il suffit de considérer que l'autochtone n'a pas subi de déformations après la mise en place des nappes ; lorsqu'il est redressé il suffit de faire intervenir des bombements de l'autochtone, bombements dont l'existence est d'ailleurs prouvée par l'allure du Miocène inférieur de a.

3) SUR LA SUPÉRIORITÉ DE L'HYPOTHÈSE NAPPE

Il est facile de voir que l'hypothèse « fossé — horst — pli en éventail » ne fait qu'accumuler des contradictions tant mécaniques que paléogéographiques. L'hypothèse nappe permet par contre d'expliquer toutes les anomalies de la région ; la seule conséquence au premier abord étonnante est celle de l'amplitude des déplacements qui atteignent 50 à 100 km ; mais ne s'agit-il pas là d'un ordre de grandeur analogue à celui admis dans beaucoup d'autres chaînes, par exemple dans les Alpes ?

Après un premier et rapide examen de la région de Teniet el Haad, nous avons nous-même retenu l'hypothèse « fossé » (Mattauer, 1951) qui s'accordait seule avec les conceptions alors admises sur cette partie du Tell. Mais, à mesure qu'avancait la cartographie détaillée de toute la région, cette interprétation fut peu à peu ébranlée, car au lieu de trouver des confirmations de la notion de fossé, nous vîmes au contraire apparaître des arguments en faveur de la notion de nappe. Lorsque les arguments nappistes furent assez nombreux, nous avons adopté l'hypothèse nappe (Mattauer, 1953), malgré ses conséquences au premier abord extraordinaires, comme celle de déplacements horizontaux de plusieurs dizaines de km, qui était alors tout à fait nouvelle pour le Tell.

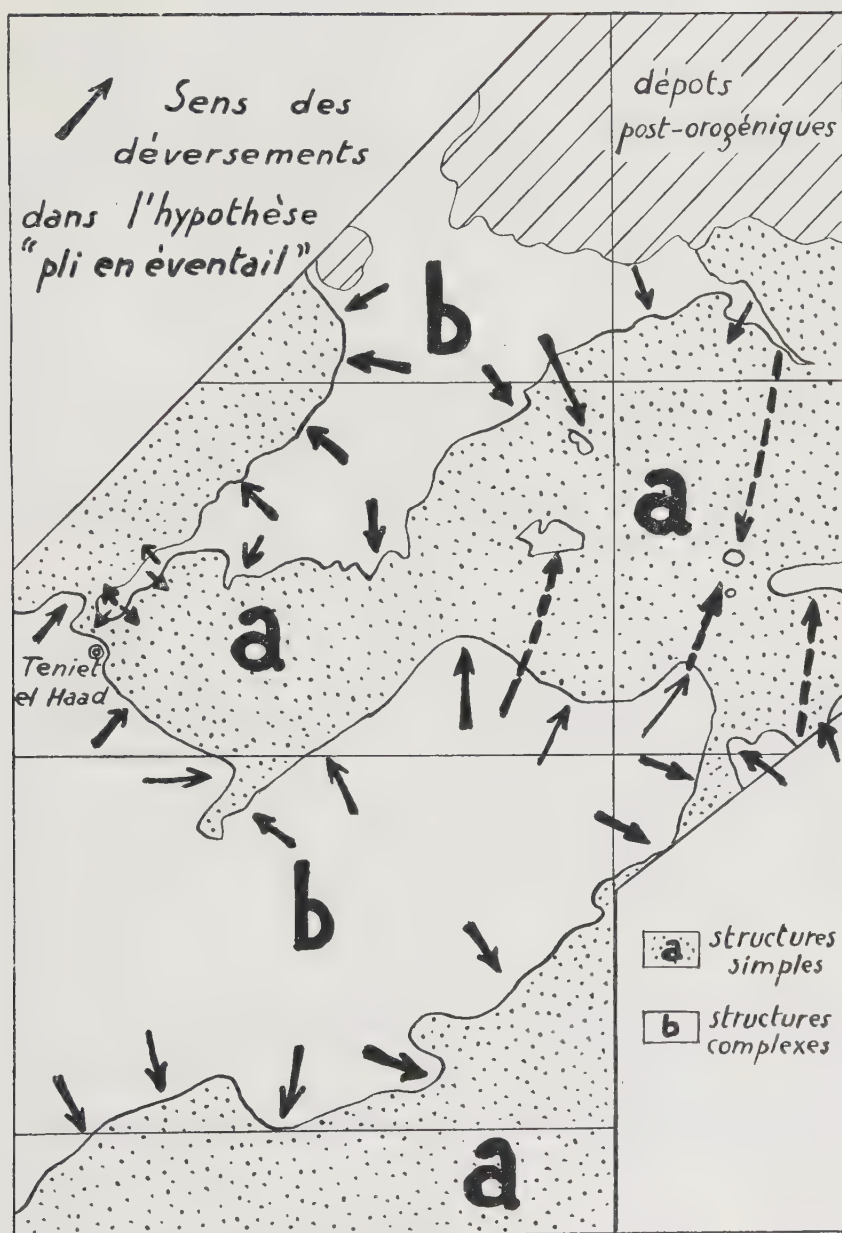


FIG. 130. — Esquisse structurale schématique de la partie E de l'Ouarsenis oriental montrant l'allure des « plis en éventail » de l'hypothèse autochtoniste.

L'idée première de fossé fut donc utile puisque c'est elle qui nous fit accumuler, sans idée préconçue, des observations qui appuyèrent finalement l'hypothèse des grandes nappes.

B. LES SUBDIVISIONS STRUCTURALES DE L'OUARSENIS.

Examinons désormais tout le territoire étudié et non plus seulement sa partie orientale. Il est facile de voir que les nappes, définies à l'E, se prolongent vers l'W. Essayons de les subdiviser ; le seul fait de retenir l'hypothèse nappe nous autorise à distinguer dans l'Ouarsenis oriental, et d'après le seul examen de la carte géologique, les unités structurales suivantes (fig. 129).

1) L'AUTOCHTONE

Il est particulièrement bien représenté dans la région de Teniet el Haad et Letourneux, où l'on voit l'allochtone le recouvrir de façon spectaculaire ; il faut évidemment en outre lui rattacher les massifs primaires et jurassiques du Chélib qui apparaissent toujours en fenêtre par rapport aux dépôts post-jurassiques.

2) LE COMPLEXE A

Il est constitué de terrains relativement anciens (surtout de Crétacé moyen) ; la tectonique compliquée de cette unité structurale la distingue nettement de l'autochtone, mais en l'absence de fenêtres, il n'est pas possible de connaître l'amplitude de ses déplacements.

Ne sachant par conséquent s'il s'agit d'allochtone franc ou de para-autochtone, ou des deux à la fois, nous parlerons prudemment de complexe A plutôt que de nappe A.

3) LA NAPPE B

Elle est essentiellement formée de Crétacé supérieur, d'Éocène, d'Oligocène (à faciès Boghari) et de Miocène. L'étude de la partie orientale du territoire nous a montré que les déplacements de cette nappe B atteignent un minimum de 45 km.

Cette nappe B repose soit sur l'autochtone (parties méridionale et orientale), soit sur le complexe A.

4) LA NAPPE C

Structuralement la plus élevée, elle est caractérisée par une semelle de Crétacé à faciès flysch surmontée d'Oligocène à faciès numidien tout différent de celui de la nappe B.

5) DÉPOTS POST-NAPPE

Ils sont constitués de Miocène ou de Pliocène très peu tectonisés.

Ce sont ces subdivisions qui serviront de cadre à notre exposé structural ; les définitions qui viennent d'être rapidement données ne sont évidemment qu'approximatives, mais elles seront complétées et discutées dans les pages qui suivent.

L'AUTOCHTONE

Lorsque, grâce à des fenêtres tectoniques, on peut étudier l'autochtone, on constate que sa structure est presque toujours simple et il est logique de penser que cette simplicité se poursuit dans l'autochtone qui nous est actuellement caché par l'allochtone et le para-autochtone.

Les massifs autochtones peuvent être groupés en :

- a) **Massifs crétacés et miocènes de Teniet el Haad-Letourneux,**
- b) **Massifs miocènes des régions méridionales,**
- c) **Massifs primaires et jurassiques du Chélif,**
- d) **Massif jurassique du barrage de l'Oued Fodda.**

A. LES MASSIFS CRÉTACÉS ET MIOCÈNES DE LA RÉGION DE TENIET EL HAAD ET LETOURNEUX

On remarque dans ces régions, des plis à très grand rayon de courbure, de direction oblique par rapport à l'orientation EW du Tell, et souvent découpés par des failles.

On peut y distinguer les unités tectoniques suivantes (fig. 133) :

- le compartiment monoclinal de l'Amrouna,
- le fossé NE-SW de Teniet el Haad et son prolongement septentrional,
- le bombement du Djebel Rhiles,
- le bombement du Douar Tighzert,
- les bombements de la feuille de Letourneux.

La structure actuelle des massifs autochtones est due à l'effet superposé de deux phases tectoniques distinctes ; l'une antérieure au Miocène inférieur I, l'autre postérieure à ce dernier. Chacune d'entre elles possède des caractères particuliers que nous allons examiner.

1) LA PHASE ANTÉ-MIOCÈNE

Elle est surtout responsable de la formation de plis, les failles étant plus rares ou du moins difficiles à mettre en évidence.

a) Les plis.

La discordance du Miocène est souvent très spectaculaire, particulièrement dans la partie orientale du massif (voir fig. 139 et 177). L'allure de cette discordance permet de reconstituer la direction et le pendage qu'offrait le Crétacé sous-jacent au moment de la transgression miocène ; on arrive ainsi à dessiner la carte géologique de cette époque (fig. 131). Cette carte nous montre :

- dans la partie orientale, une série très simple, de direction subméri-
dienne et à pendage E faible,
- dans la partie centrale, et bordant le précédent monoclinale, un
bombement anticlinal très atténué, de direction également subméri-
dienne,
- plus à l'W, un synclinal passant lui-même au SW à un nouveau
et très vaste bombement anticlinal,
- dans la partie occidentale, un compartiment monoclinale NE-SW,
à pendage NW (monoclinale de l'Amrouna).

La coupe de la figure 132 montre l'allure de ces plis anté-miocènes.

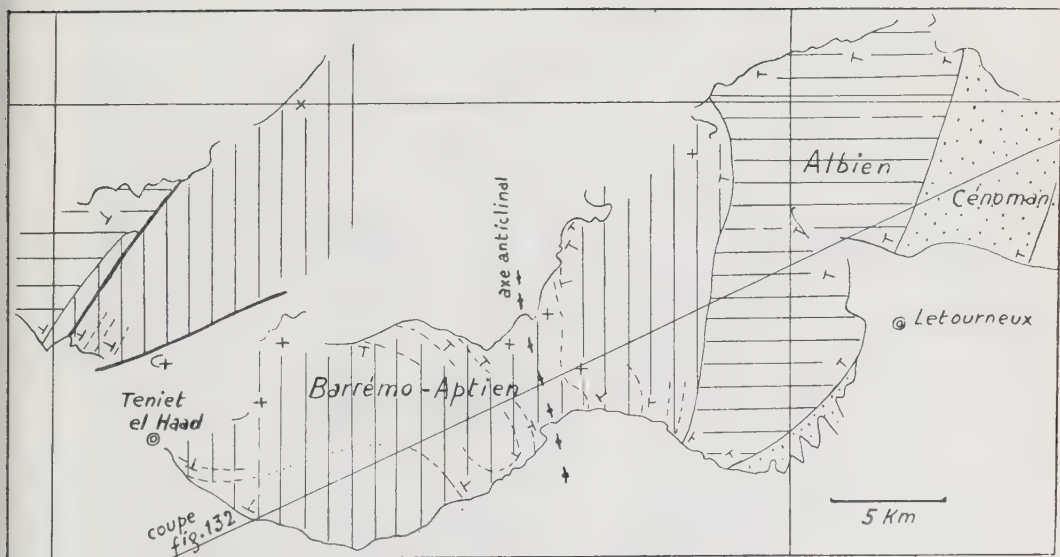


FIG. 131. — Carte paléogéologique des massifs autochtones avant la transgression miocène.



FIG. 132. — Coupe montrant l'allure des plis anté-miocènes. Trace de la coupe sur la fig. 131.

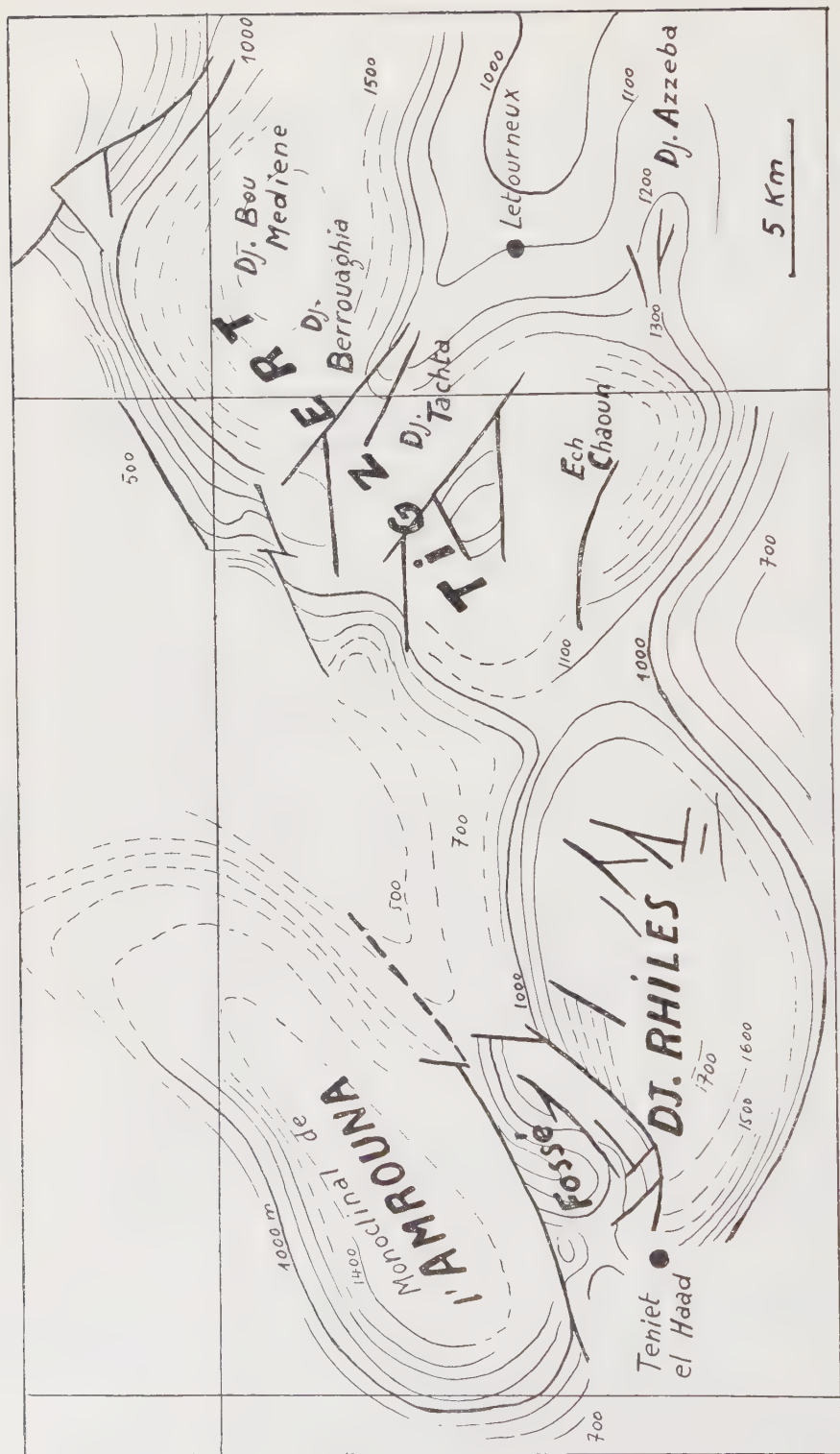


Fig. 133 — Carte structurale schématique de la base du Miocène inférieur dans les massifs autochtones de Teniet el Haad — Ietourneux.

b) Les failles.

Le Crétacé de la série monoclinale de l'Amrouna est affecté, dans sa partie W, par une faille qui ne paraît pas trancher le Miocène qui lui est superposé (voir carte géologique au 1/50.000 de Teniet el Haad).

Une autre cassure devait exister à la bordure S de ce monoclin. Au S de cette faille, le Miocène est en effet toujours transgressif sur l'Aptien à Orbitolines alors que, de l'autre côté de la même faille, le Miocène reposait très vraisemblablement sur des niveaux anté-aptiens. Une faille anté-miocène séparait donc vraisemblablement les deux domaines.

Ailleurs, en particulier dans le Massif du Rhiles et du Douar Tighzert, on a souvent l'impression de se trouver en présence de failles anté-miocènes ; mais la plupart de ces cassures ont rejoué au cours de la phase post-miocène inférieur I et il est difficile de séparer l'effet des deux phases.

2) LA PHASE POST-MIOCÈNE INFÉRIEUR I

C'est de beaucoup la plus importante ; elle a provoqué la formation de vastes bombements qui sont toujours associés à des failles. L'allure de ces déformations est donnée par la figure 133 où n'a cependant été reportée qu'une partie des failles (pour plus de détail voir feuille géologique 1/50.000 de Teniet el Haad).

On y distingue :

a) Le compartiment monoclinale de l'Amrouna (fig. 28, 30, 134 et carte géologique 1/50 000 de Teniet el Haad).

C'est la plus simple unité structurale de l'autochtone ; des bancs peuvent en effet être suivis sur plusieurs kilomètres sans qu'aucune faille ou aucun repli vienne les perturber.

Cette unité est constituée de Crétacé inférieur recouvert de Miocène inférieur. Si l'on considère la structure du seul Crétacé, on est en présence d'une série monoclinale très régulière. Mais la chose est différente si l'on considère l'allure du Miocène inférieur ; celui-ci est affecté par un vaste bombement anticlinal qui n'est, il est vrai, visible qu'à grande échelle et seulement dans la partie occidentale du massif (fig. 133). Les témoins du Miocène manquent sur le flanc E du massif ; on ne peut donc savoir si le bombement

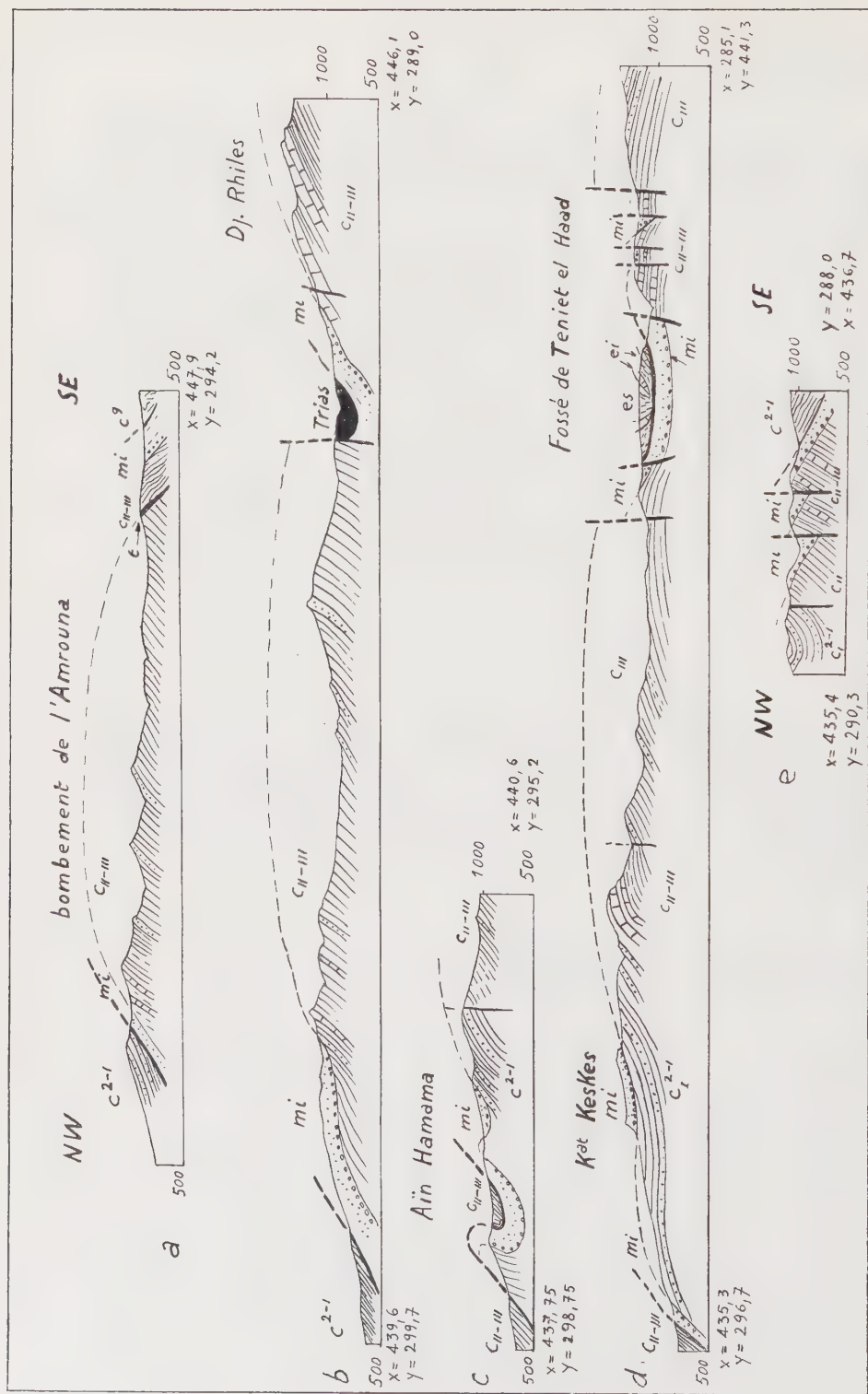


FIG. 134. — Coupes séries du compartiment monoclinial de l'Amrouna, CII-III ; Barrême-Aptien, C²⁻¹ ; Clansayésien-Albien ; ei : Eocène inférieur ; es : Eocène supérieur ; mi : Miocène inférieur.

anticlinal se poursuit dans cette région ; ceci est malgré tout fort probable d'après l'allure qu'y prend le contact autochtone-allochtone. Celui-ci est en effet très souvent grossièrement parallèle à la surface de base du Miocène autochtone ; l'allure de ce contact nous donne donc une idée de l'allure que prendrait le Miocène ; or le contact autochtone-allochtone est affecté de déformations qui prolongent de façon satisfaisante celles que nous montre le Miocène inférieur plus à l'W, d'où l'allure de la figure 133.

Quoi qu'il en soit, la structure qui est actuellement la plus visible est la structure monoclinale ; celle-ci est essentiellement anté-miocène et n'a été que faiblement altérée par la 2^e phase miocène ; pour insister sur cette prédominance, nous parlerons donc du « compartiment monoclinale de l'Amrouna », étant bien entendu que quelques rares lambeaux de Miocène nous prouvent qu'il y a, en outre, un « bombement de l'Amrouna ».

Signalons que quelques ondulations anticlinales et synclinales se superposent à la structure monoclinale à l'W du sommet de l'Amrouna (fig. 28) et que de notables complications affectent le Miocène inférieur au N du même sommet ; celles-ci vont jusqu'à un important renversement comme le montre la figure 135. Mais dans cette région, il s'agit très vraisemblablement de complications dues au passage du complexe A sur ce Miocène ; remarquons que le Miocène est ici affecté par une intense schistosité, dont l'allure est donnée sur la figure 135 ; seuls de notables efforts tangentiels peuvent en être responsables.

b) Le champ de fractures et le fossé de Teniet el Haad (fig. 134, 136).

Entre le compartiment monoclinale de l'Amrouna et le bombement du Djebel Rhiles apparaît une zone effondrée, très compliquée dans le détail ; elle est caractérisée par un très grand nombre de failles (voir feuille géologique au 1/50.000 de Teniet el Haad). Le réseau de failles est bien développé aux environs même de Teniet el Haad où il s'associe à de notables gauchissements (fig. 136).

On rencontre, au cœur même de ce champ de fractures, des affleurements très réduits de Trias (dolomies, cargneules et gypse) ; à Sidi Daoud ($x = 442$, $y = 286,6$), on remarque un gros bloc d'une roche éruptive. On peut se demander si ce Trias apparaît en diapir ou en klippe ; l'hypothèse klippe nous semble la plus probable pour la raison suivante :

— la base de l'allochtone est, dans cette région, jalonnée par d'importants affleurements de Trias. Comme le Trias apparaît ici sur des points

hauts ou au contact avec le Miocène, on peut, si l'on tient compte des mouvements post-nappe, facilement le rattacher à la base de l'allochtone. Il s'agit par conséquent, très vraisemblablement de klippes, d'autant plus qu'aucun fait ne vient appuyer l'hypothèse diapir.

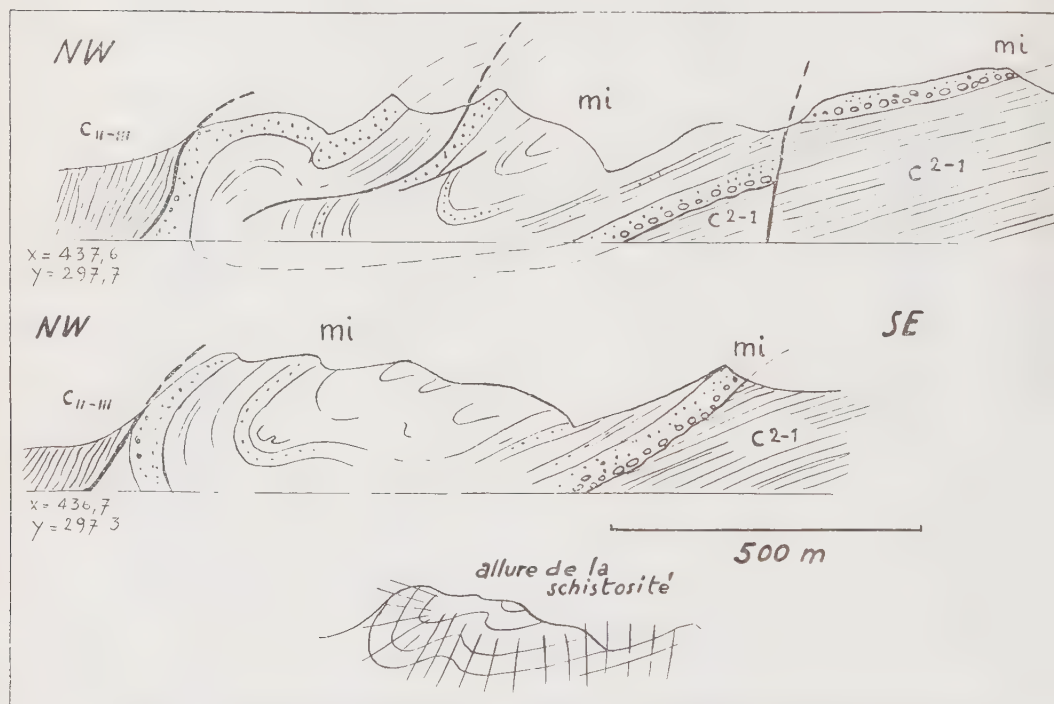


FIG. 135. — Coupe du Miocène d'Aïn Hammama (NW de l'Amrouna)
CII-III : Barrémo-Aptien; C2-1 : Clansayésien-Albien; mi : Miocène.

Le fossé de Teniet el Haad, d'orientation NE-SW, est accidenté dans sa partie méridionale par d'assez nombreuses failles NS; celles-ci se poursuivent d'ailleurs au S dans la structure du Djebel Rhiles en y provoquant une trouée, celle du Teniet (col)ed Dem ($x = 446,3$, $y = 289,1$).

Dans toute cette région, les failles affectent autant l'autochtone que l'allochtone qui lui est superposé, et souvent l'autochtone bute par faille contre l'allochtone (nappes B et C). La cartographie de ce dernier devient de ce fait difficile puisqu'un réseau de failles verticales s'est superposé aux contacts anormaux sub-horizontaux qui sillonnent l'allochtone. La figure 137 permet d'apprécier le degré de complications de cette région.

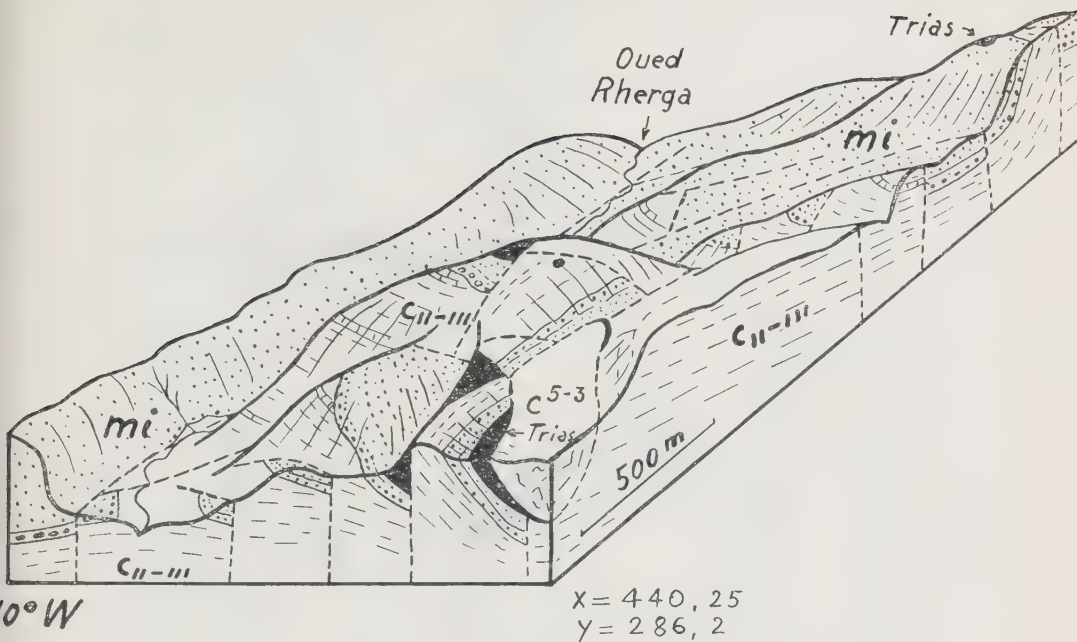


FIG. 136. — Bloc diagramme des environs de Teniet el Haad ;
t : Trias (en noir) ; CII-III : Barrême-aptien ; C5-3 : Albien supérieur - Cénomane ;
mi : Miocène (en pointillé).

Le petit fossé de Teniet el Haad se prolonge vraisemblablement vers le NE ; mais comme il est recouvert par le complexe A et les nappes B et C, il n'est pas possible d'en connaître l'allure exacte.

Il s'agit vraisemblablement d'un vaste fossé synclinal ; synclinal en raison de son allure générale, fossé en raison des nombreuses failles qui doivent l'accidenter, tout comme elles accidentent les bombements anticlinaux ; ces failles, dont certaines peuvent être cachées par l'allochtone, sont bien visibles au contact de la structure du Douar Tighzert (voir fig. 140) ; elles y atteignent plusieurs centaines de mètres de rejet.

c) La structure anticlinale du Djebel Rhiles (voir fig. 31, 32 et 138).

Ce n'est encore qu'à très grande échelle que l'on peut parler d'une structure anticlinale ; dans le détail, celle-ci est en effet perturbée par de multiples accidents. Ceux-ci ont été cartographiés sur la feuille géologique au 1/50.000 de Teniet el Haad qui nous dispense d'en entreprendre une description détaillée.

Le Miocène des flancs de l'anticlinal est souvent très redressé, par exemple au SE de Teniet el Haad (au Kef Mezioud — voir

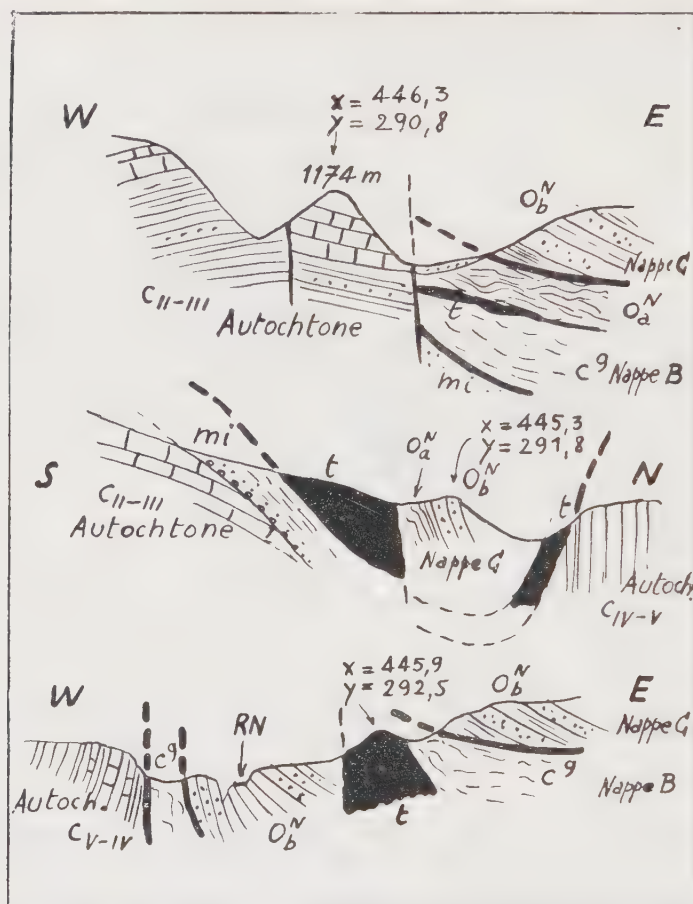


FIG. 137. — Les complications du contact autochtone-allochtone à 8 km au NE de Teniet el Haad dues à des failles post-nappe. t : Trias ; CII-III : Barrémo-Aptien ; C₉ : Sénouien ; O_a^N : Oligocène (faciès « Numidien »).

fig. 176) ou vers l'Aïn el Annseur ($x = 451$, $y = 290$). Le Crétacé sous-jacent est par contre, en raison de l'allure de la discordance miocène (voir fig. 106), beaucoup moins redressé.

Le seul examen des affleurements crétacés ne donne par conséquent aucune idée sur la phase tectonique post-miocène inférieure ; il faut toujours avoir à sa disposition des lambeaux de Miocène pour reconstituer l'histoire structurale de la région.

Malgré l'absence de Miocène au cœur du massif, on arrive à reconstituer l'allure du bombement anticlinal post-miocène du Djebel Rhiles : il a des flancs très redressés et un sommet plat ;

il s'agit en somme d'une espèce d'anticlinal coffré, ou plutôt de flexur-horst. La notion de horst s'accorde bien avec la disposition générale de la structure qui n'évoque pas un pli simple, puisqu'en plan elle est limitée par des flancs presque rectilignes, parallèles à grande échelle aux cassures de la région. Il s'agit en somme d'une structure anticlinale qui a très probablement été influencée par un faisceau de cassures.

Les failles sont très nombreuses, surtout dans la partie septentrionale du bombement ; elles forment un réseau assez incohérent, sans lignes directrices très nettes ; ce réseau est bien observable lorsqu'il affecte les calcaires du Barrémo-Aptien. Les cassures dénivellent souvent le Miocène ; elles sont alors contemporaines de la formation du bombement. Il faut cependant remarquer que certaines au moins de ces failles sont d'âge anté-miocène, et n'ont fait que rejouer au cours de la phase post-miocène ; d'autres semblent au contraire n'avoir pas rejoué. La genèse du réseau de failles est donc complexe, et il faudrait des affleurements miocènes plus abondants pour la reconstituer très exactement.

Toutes les failles donnent au bombement du Djebel Rhiles un style bien particulier, associant les caractères d'un champ de fractures et d'un bombement anticlinal.

Il est fort possible que l'origine d'une partie au moins des failles soit due à l'allure des structures anté-miocènes qui sont totalement différentes des structures post-Miocène inférieur (voir fig. 131 et 133). La dernière phase eut à plisser un matériel hétérogène (schisteux au S et calcaire au N) ; il n'est pas étonnant qu'il ait réagi au plissement en se cassant.

d) Le bombement du Douar Tighzert (fig. 133, 140, et 33, 34, 35, 37).

Ce n'est toujours que si l'on se place à une très grande échelle et si l'on considère l'allure du Miocène (le Crétacé a conservé une structure monoclinale), que l'on peut parler du bombement du Douar Tighzert. De multiples accidents viennent en effet perturber cette vaste unité très faillée dans le détail (voir carte géologique au 1/50.000 de Teniet el Haad).

Allure générale de la structure.

Il s'agit d'un bombement d'orientation NE-SW, dont les flancs arrivent à être subverticaux (par exemple aux environs de Trolard Taza, fig. 177 et dans les gorges de l'Oued Tighzert, fig. 139) ; au cœur du massif le Miocène est resté subhorizontal ; les flancs redressés sont quelquefois remplacés par une faille (NE f. de Teniet

el Haad et SE f. de Pont du Caïd) ; le terme de flexur-horst peut donc là aussi être employé plutôt que celui d'anticlinal.

Les failles.

Elles forment, comme dans le massif du Djebel Rhiles, un réseau compliqué, mais on voit apparaître des directions privilégiées ; celles-ci sont soulignées par d'importantes cassures NW-SE qui découpent au sein du bombement une série d'unités secondaires. Signalons parmi ces dernières :

- le petit fossé du Djebel Tachta, grâce auquel une klippe d'allochtone a été conservée (fig. 140 et 205) ; il est limité au N par une importante faille NW-SE.

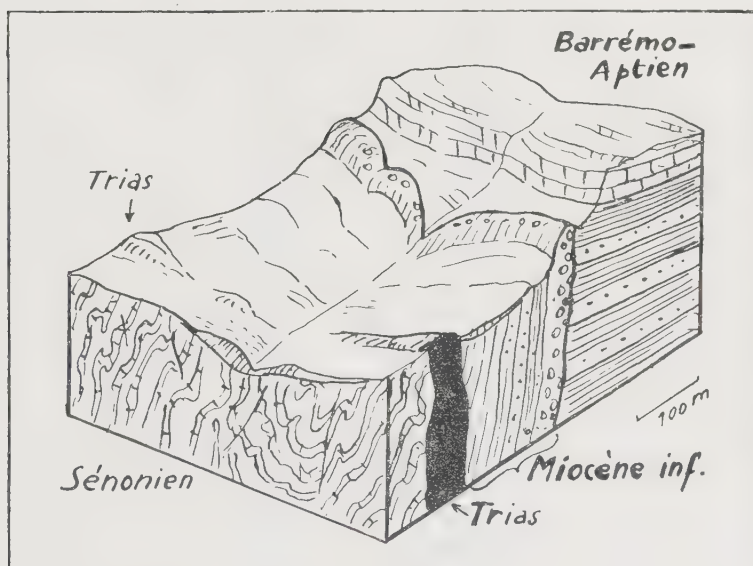


FIG. 139. — Allure de la discordance miocène vers $x = 458$, $y = 295$. Le Barrémo-Aptien actuellement subhorizontal était vertical avant la transgression miocène.

- le réseau de failles du Djebel Berrouaghia, jalonné lui aussi par une klippe d'allochtone ; il s'y adjoint vers le NW un réseau compliqué de failles d'orientations diverses, grâce auxquelles de nombreux lambeaux de Miocène ont été conservés au cœur du massif.
- le fossé et les failles de l'Oued Krarroub ; une importante faille NW-SE de plusieurs centaines de mètres de rejet correspond à la profonde vallée de l'Oued Krarroub et il s'y associe de nombreuses failles satellites d'orientations diverses ; elles contribuent toutes à former une espèce de fossé, dans lequel ont été conservés des lambeaux d'allochtone (fig. 103c. 140).

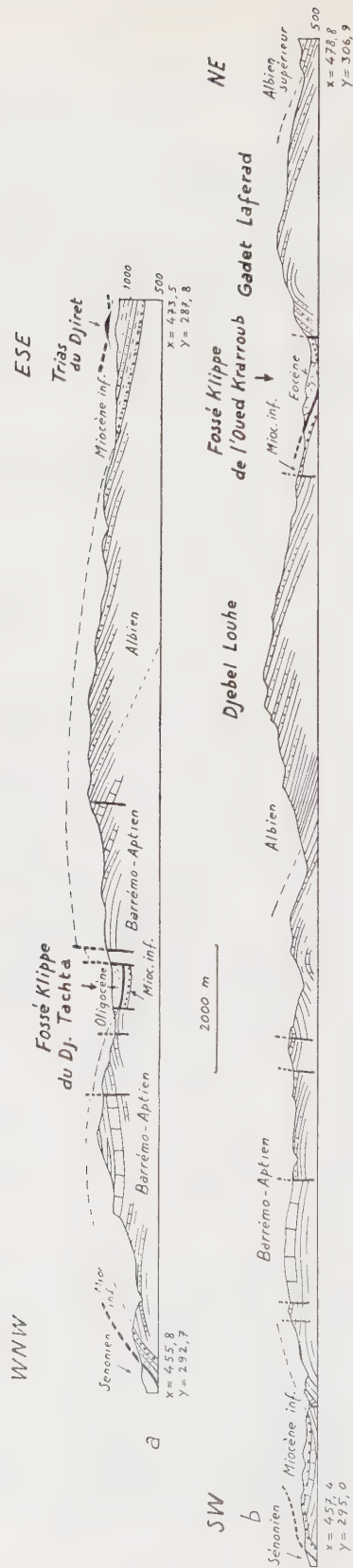


FIG. 140. — Coupes à travers la structure du Douar Tighzert.

La plupart des failles affectent le Miocène ; mais il est fort possible que l'on ait, comme dans le massif du Djebel Rhiles, des failles anté-miocènes ayant ou non joué au cours de la deuxième phase miocène.

L'abondance de failles d'orientation désordonnée est peut-être due tout simplement, comme dans le massif du Djebel Rhiles, à l'allure de la tectonique anté-miocène (voir fig. 131) ; nous avons en effet, avant le plissement une série monoclinale de direction sensiblement NS, affectant des niveaux lithologiquement très variés (schistes, grès, calcaires). On conçoit facilement que lorsque cette série monoclinale fut affectée de plis NE-SW, elle réagit en se cassant en de multiples endroits. Cette explication ne semble cependant pas valable pour les importantes failles NW-SE qui indiqueraient plutôt une influence profonde, peut-être du socle.

e) Les bombements de la feuille Letourneux.

La structure NE-SW du Douar Tighzert n'est pas relayée, à l'E, par d'autres structures de même direction ; elle est au contraire flanquée par une série de plis orientés environ d'E en W, très réguliers, et peu faillés, bien différents des précédents.

On distingue du S au N (fig. 133 et 141) :

- l'anticlinal du Djebel Azzeba,
- le vaste synclinal de Letourneux au cœur duquel ont été conservées quelques klippes,
- le bombement anticlinal, qui correspond aux reliefs crétacés du Tell, et dont la retombée méridionale est à peu près dirigée d'E en W.

On est donc dans cette région sur une zone de passage qui nous fait passer des plis transversaux généralement NE-SW de l'Ouarsenis oriental, aux plis régulièrement EW, qui sont si bien représentés plus à l'E (Titteri, Biban). Ce passage se fait progressivement et sans discontinuité.

B. LE MIOCÈNE DES RÉGIONS MÉRIDIIONALES

Seul le Miocène inférieur I apparaît au S de l'allochtone ; le substratum anté-miocène n'est jamais visible ; il est donc impossible de se faire une idée de la tectonique anté-miocène de cette région.

Les structures postérieures au Miocène inférieur sont ici beaucoup plus atténuées que plus au N ; le Miocène reste en effet, par exemple sur la feuille de Sersou, pratiquement horizontal sur de grandes distances ; les ondulations qui l'affectent sont très faibles (de l'ordre de quelques degrés). La seule structure de ces régions est

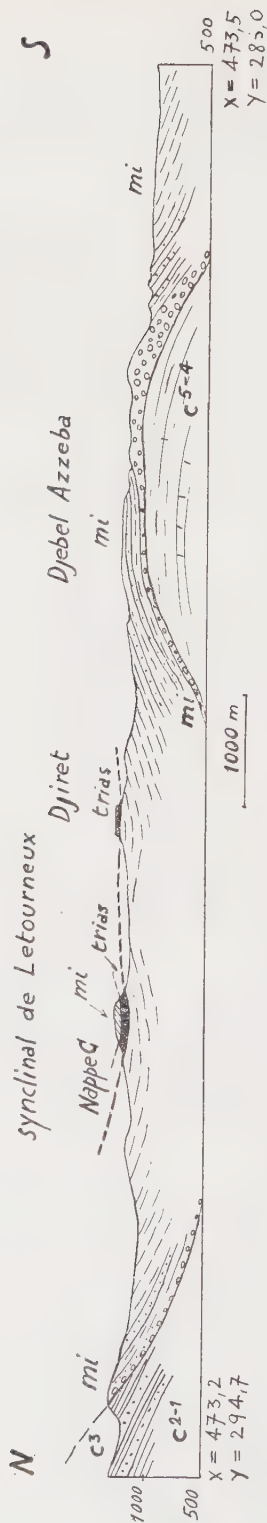


Fig. 141. — Coupes des structures de la feuille de Lefourneux.
C2-1 : Albien (inférieur et moyen) ; C3 : Albien, supérieur ; C3-4 : Cénomanien ;
mi : Miocène inférieur.

celle du Djebel Rihoune (f. de Taine). Il s'agit d'un bombement anticlinal, dont le périclinal W est admirablement souligné par les bancs de grès miocènes, mais vers l'E la structure perd sa netteté ; seul le flanc S reste bien représenté ; on passe à un monoclinal à pendage S (voir fig. 111, 112, 113).

C'est l'existence, au sein du Miocène, de lentilles de terrains anté-miocènes (Lutétien, Yprésien, Oligocène) qui constitue le caractère le plus particulier de cette structure ; nous avons interprété ces lentilles en « klippes sédimentaires » (voir chapitre 12) interstratifiées dans le Miocène ; la structure du Djebel Rihoune devient, dans cette hypothèse, très simple.

Une anomalie reste cependant difficile à expliquer ; c'est l'existence, au cœur de l'anticlinal, de couches très tectonisées recouvertes par des niveaux d'allure tranquille (fig. 142 et 111). L'explication se trouve peut-être dans des glissements contemporains de la sédimentation ; l'anticlinal du Djebel Rihoune affecterait dans ce cas une série miocène, à klippes sédimentaires et à disharmonies dues à de vastes glissements contemporains de la sédimentation.

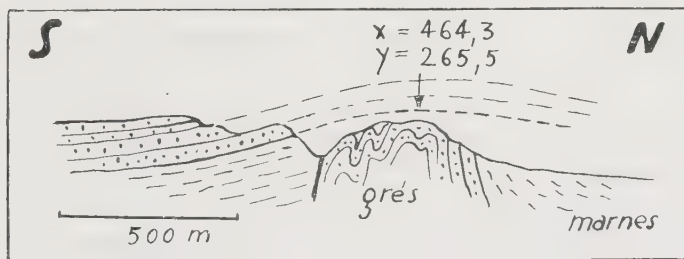


FIG. 142. — La discordance intraformationnelle (?) au cœur du Djebel Rihoune.

Dans ces conditions, il est évidemment difficile de connaître l'allure exacte des déformations post-miocènes inférieures.

Soulignons enfin que la disposition générale de l'allochtone dans la bordure sud-tellienne oblige à dessiner sous les nappes de cette région un vaste synclinal dont la structure est probablement simple (voir coupes au 1/100.000 en couleurs, planche hors-texte).

C. LES MASSIFS AUTOCHTONES DU CHÉLIFF

Ils sont constitués de terrains anciens, essentiellement de Paléozoïque et de Jurassique. Leur structure est assez simple, mais

intéressante à connaître, car elle nous montre de quelle façon le substratum anté-jurassique a réagi aux efforts orogéniques.

L'abondance des dépôts de Miocène post-nappe, ne permet généralement pas d'observer les relations de ce massif autochtone avec les nappes ou le para-autochtone environnant.

Par suite de l'absence de dépôts tertiaires autres que le Miocène post-nappe du Chélif, il n'est en outre pas possible de dater quelques-unes des importantes phases tectoniques ayant affecté ces massifs. Notre étude sera donc essentiellement descriptive ; soulignons d'ailleurs que ces massifs se trouvent en dehors de notre région d'étude ; ils n'ont de ce fait été parcourus que rapidement ; des études de détail devront compléter nos descriptions.

Signalons enfin que les assises de tous ces massifs autochtones ont subi de notables transformations :

- tous les calcaires ont été modifiés par un léger métamorphisme qui, en provoquant la formation de véritables cipolins, a détruit la plupart des restes fossiles,
- d'importants amas de fer et de barytine se sont substitués aux calcaires jurassiques. Ils furent exploités dans le massif du Doui et le sont encore dans le massif de Rouina où les zones minéralisées s'alignent sur une direction NE-SW.

Toutes ces modifications sont très probablement la conséquence d'un même métamorphisme hydrothermal qui était particulièrement actif sur la zone du Chélif (zone III de L. Glangeaud) où les phénomènes de métasomatose ont été nombreux et complexes (L. Glangeaud 1952a).

Cette hypothèse explique la localisation de la zone de transformation et l'on comprend aussi pourquoi le Jurassique situé plus au S (massif du Koudiat Larouah, massif culminant de l'Ouarsenis) n'a pas été modifié.

1) LE MASSIF DU DOUI

Le massif du Doui fut cartographié au début du siècle par Brives (f. géologique au 1/50.000 de Carnot, 1901) et Gentil (f. de Miliana, 1904). Mais cette cartographie était malheureusement très fantaisiste et ne pouvait apporter de renseignements structuraux sérieux. Seules restent utilisables de cette première période d'exploration les deux coupes dessinées par Gentil (1902, fig. 8 et 10). Malgré la situation de ce massif en bordure de l'importante voie de passage Alger-Oran, il fallut attendre les travaux de révision de la feuille de Miliana pour obtenir de nouvelles précisions (A. Caire, L. Glangeaud, M. Mattauer, 1951, et feuille géologique de Miliana, 2^e édition, 1951).

Mais la partie du massif située sur la feuille de Carnot restait à étudier ; les rapides tournées que nous y avons effectuées nous ont permis d'apporter quelques éléments nouveaux.

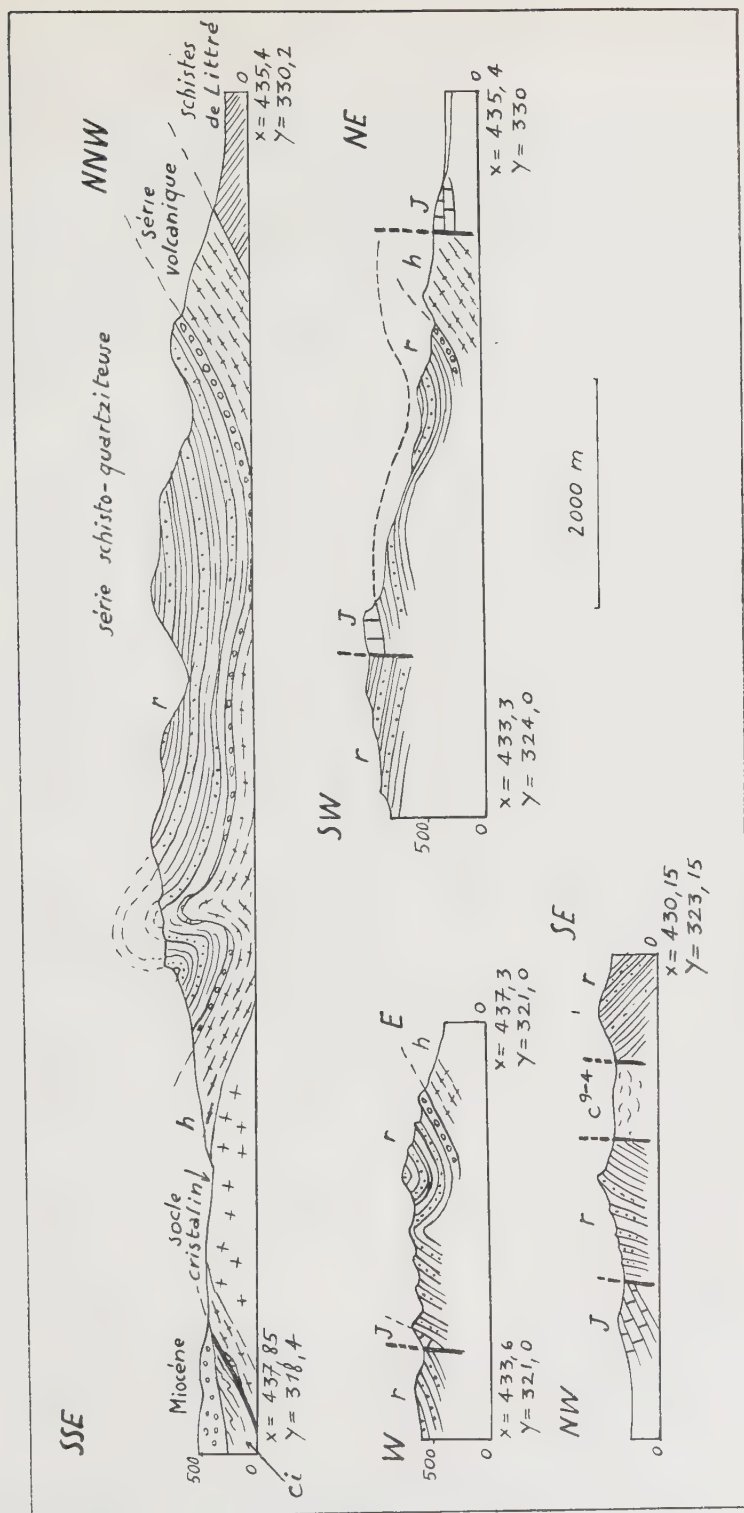


FIG. 143. — Coupes à travers le Djebel Doui, h : Série volcanique ; r : série schisto-quartziteuse ; j : Jurassique ; ci : crétacé inférieur ; C9-4 : Cénomarien-Sénomien.

Les coupes (fig. 143) et la carte géologique au 1/200.000 (pl. hors-texte) ci-jointes donnent une idée de la structure du massif. Dans sa partie NE on rencontre une série qui pend régulièrement au S ; mais cette structure simple, d'ailleurs bien visible dans le paysage, disparaît rapidement vers le S, où l'on rencontre des plis aigus affectant la série schisto-quartziteuse et la série volcanique (fig. 143). L'orientation de ces plis qui est fort bien soulignée par des crêtes de quartzites, est assez irrégulière ; elle varie d'E-W à N-S. La tectonique est souple, les failles étant rares ; le Lias participe aux mouvements.

A cette tectonique souple s'oppose un style cassant net sur le flanc N du Djebel Doui (lambeau de Jurassique effondré au S de Duperré) et surtout sur le flanc W. On y remarque de nombreuses failles ; deux d'entre elles forment un petit fossé subméri dien au sein duquel a été conservé du Crétacé supérieur. Cette phase tectonique cassante, vraisemblablement contemporaine de la phase souple précitée, est donc post-crétacée et probablement tertiaire (post-miocène I, anté-miocène II ?). Elle est en tout cas antérieure au Miocène du Ché liff qui entoure le massif ; remarquons cependant que ce Miocène du Ché liff est légèrement relevé contre lui. La surrection d'ensemble du Djebel Doui est par conséquent récente.

2) LE MASSIF DE ROUINA

Sa structure est dans l'ensemble très simple puisqu'il ne s'agit que d'un vaste anticlinal limité à l'E par une faille subméri dienne (fig. 144). Quelques autres failles viennent cependant perturber le flanc SW de la structure ; la plus importante d'entre elles, a été marquée sur la carte au 1/200.000 (pl. I).

Le Tertiaire du Ché liff (Miocène supérieur ?) ceinture ce bombement jurassique et se relève contre lui ; la surrection générale du massif est donc relativement récente ; mais l'essentiel de la

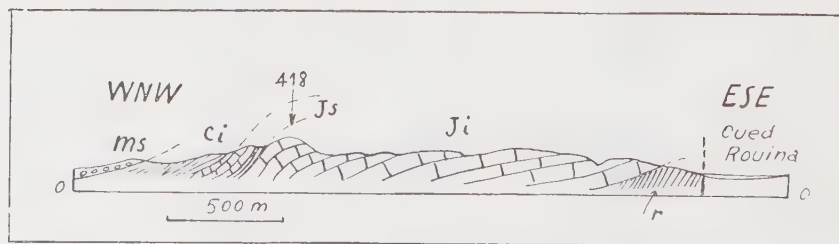


FIG. 144. — Coupe du massif de Rouina.
r : Série schisto-gréseuse du Doui ; Ji : Lias et Dogger ; Js : Malm ; ci : Crétacé inférieur ;
ms : Miocène supérieur.

structure anticlinale s'est probablement formé au cours d'une phase plus ancienne, vraisemblablement miocène.

3) LE MASSIF DU TÊMOULGA

Bien qu'il ne nous ait pas été possible d'étudier en détail cet intéressant massif, signalons que la tectonique du Jurassique y est, par endroits, beaucoup plus vigoureuse que dans le massif de Rouina ; on remarque par exemple à son extrémité E (vers $x = 405$, $y = 323$), un beau synclinal, couché vers le S, à cœur tithonique ou néocomien. A l'extrémité SW du massif apparaissent, par contre, des failles ; l'une d'elles, d'orientation NE-SW, (elle passe en $x = 400$, $y = 319,5$) fait buter contre le Jurassique du Sénonien et du flysch albo-aptien (fig. 149) ; c'est donc une cassure analogue à celles qui, dans le massif du Djebel Doui, forment un petit fossé de Crétacé supérieur.

D. LE MASSIF JURASSIQUE DU KOUDIAT LAROUAH

La structure de ce massif jurassique est connue grâce aux travaux de Y. Gourinard (1952). Il s'agit d'un très simple anticlinal d'orientation générale E-W ; il est dissymétrique car son flanc N est affecté par de nombreuses failles E-W ; il est de plus limité à l'W par une faille N-S. Remarquons cependant que cette simplicité structurale ne se poursuit pas, comme on pourrait le penser en première approximation, dans la couverture post-néocomienne. Celle-ci présente une structure complexe ; il s'agit de para-autochtone ou d'allochtone (fig. 148).

E. COUP D'ŒIL GÉNÉRAL SUR L'AUTOCHTONE

La tectonique des massifs autochtones est toujours relativement simple avec de vastes bombements souvent accidentés par d'assez nombreuses failles. Deux phases tectoniques essentielles ont superposé leurs effets pour arriver à l'état actuel ; la première est antérieure au Miocène inférieur I (et probablement à l'Oligocène), la deuxième est intra-miocène ; les structures anté-miocènes sont très souvent obliques par rapport à l'orientation générale du Tell, c'est-à-dire NE-SW à NNE-SSW ; les plis de la deuxième phase tendent à devenir E-W et semblent avoir été contrecarrés par les structures antérieures, en provoquant un réseau de cassures parfois compliqué.

Une grande partie du substratum autochtone reste invisible, recouverte par l'allochtone et par des dépôts post-nappe. Il est vraisemblable que la simplicité structurale mise en évidence dans les massifs étudiés s'y poursuit.

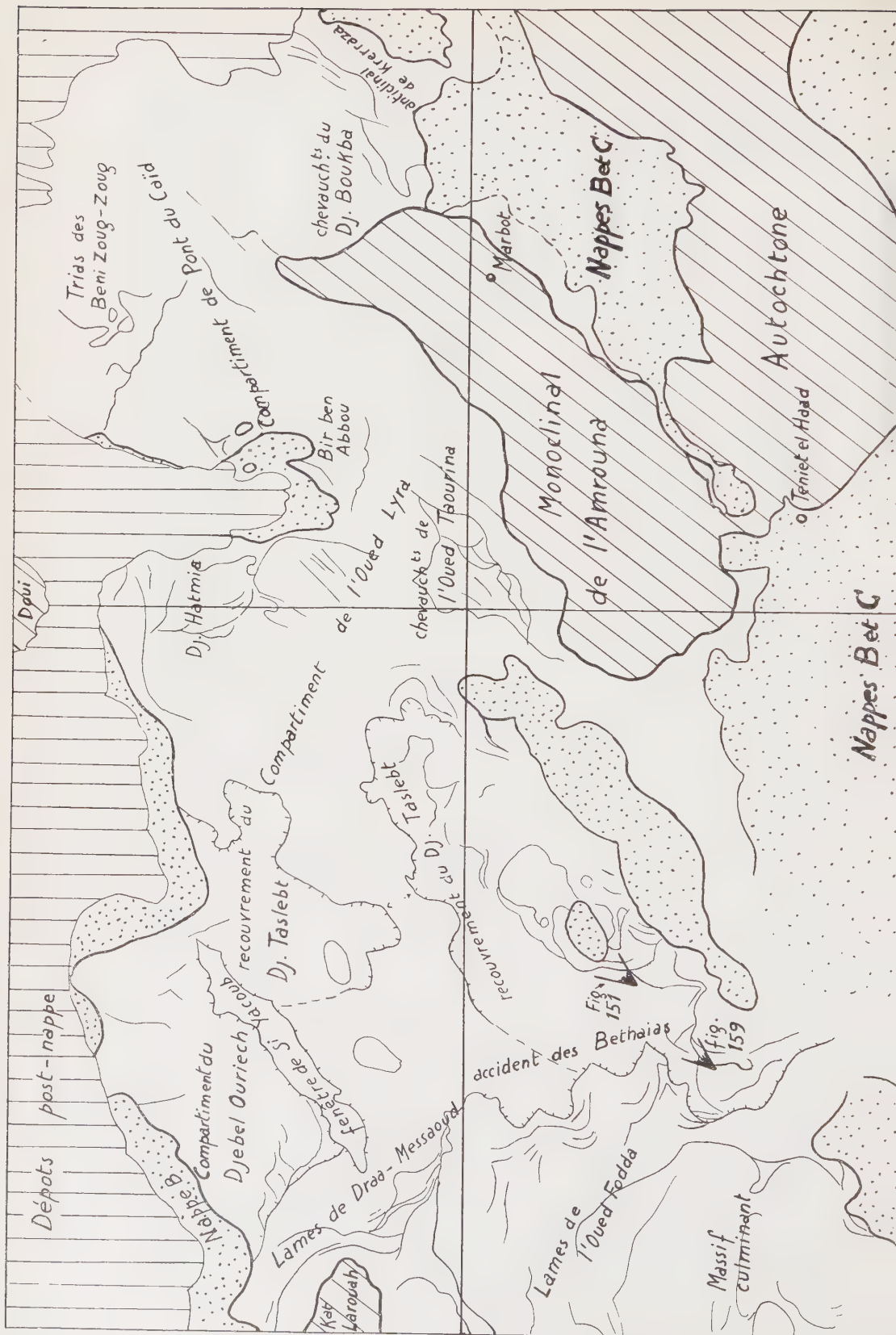


FIG. 145. — Carte schématique des accidents tectoniques du Complexe A.

LE COMPLEXE A

La partie NW de l'Ouarsenis oriental est essentiellement constituée de Crétacé inférieur et moyen dont la tectonique de détail, assez complexe, s'apparente à celle de la nappe B qui lui est superposée et s'oppose par contre tout à fait à celle, beaucoup plus simple, de l'autochtone.

C'est pour ces zones intermédiaires entre la nappe B et l'autochtone que nous avons créé le terme de complexe A. Nous parlons ici de complexe plutôt que de nappe afin d'insister sur le fait que l'amplitude des déplacements de A ne nous est pas connue ; à côté de lambeaux ayant subi de notables déplacements (plus de 10 km), il peut en particulier s'y trouver du para-autochtone, c'est-à-dire de l'autochtone écaillé, et dans ce cas le terme de nappe ne pourrait être adopté. Nous avons préféré dans ces conditions employer le terme de complexe A qui ne préjuge pas de l'origine plus ou moins lointaine de tous ses constituants et qui attire l'attention sur les nombreuses complications que l'on y rencontre.

A. DÉFINITION

Nous englobons dans le complexe A les terrains qui s'intercalent entre l'autochtone et la nappe B. Cette unité est caractérisée :

a) *stratigraphiquement par :*

- l'absence ou la rareté de terrains d'âge tertiaire,
- l'abondance de terrains anté-cénomaniens,
- la présence de Barrémo-Aptien, de Néocomien et de Jurassique.

b) *structuralement par :*

- une tectonique beaucoup plus complexe que celle de l'autochtone,
- l'existence de vastes compartiments à structure simple qui

sont toujours, ou limités par des contacts anormaux jalonnés de Trias, ou posés anormalement sur des terrains plus récents,

- l'apparition d'extrusions jurassiques,
- la présence de nombreux contacts anormaux jalonnés de Trias.

B. LA LIMITE INFÉRIEURE DU COMPLEXE A

Elle n'est évidemment visible que lorsque le complexe A vient en contact avec l'autochtone ; ceci ne se produit que dans trois régions.

1) AUTOUR DU MONOCLINAL DE L'AMROUNA (fig. 145).

a) Sur le flanc SE.

La limite du complexe A est jalonnée par des affleurements triasiques filiformes qui se suivent de façon continue sur près de 20 km. Deux interprétations peuvent théoriquement être avancées à propos d'affleurements triasiques aussi linéaires : celle d'un Trias diapir monté le long d'une importante cassure, et celle d'un Trias jalonnant la surface de contact anormal de base du complexe A. Nous avons retenu la deuxième hypothèse pour les raisons suivantes :

- le tracé du Trias n'est pas rectiligne, comme l'exigerait l'hypothèse d'une faille injectée, mais assez sinueux,
- le Trias se présente souvent sous forme d'un banc peu épais (quelques mètres) toujours incliné dans le même sens (vers l'E) et dont le pendage arrive à être assez faible (de l'ordre de 30°).

Or une telle disposition, qui ne s'accorde pas avec l'hypothèse d'une faille injectée de Trias, peut au contraire facilement être interprétée si l'on admet que le Trias jalonne un contact anormal.

L'inclinaison faible du banc de Trias est bien visible au S de Marbot (f. Teniet el Haad), particulièrement en $x = 449,5$ $y = 296,7$ (fig. 146) et d'une façon générale sur tout le flanc N du Djebel Draa el Halfa. On l'observe encore sur la f. de Pont du Caïd, vers $x = 452,5$ $y = 303,3$.

Nous pensons de ce fait que le complexe A est limité, sur le flanc E du compartiment monoclinal de l'Amrouna, par un contact anormal plus ou moins redressé, jalonné de Trias.

b) Dans la partie méridionale du monoclinal.

On voit le flysch albien reposer sur le Miocène inférieur autochtone ; cette disposition est très nette sur la feuille d'El Meddad, vers $x = 434$, $y = 290$ (fig. 147) ; la réalité d'un contact anormal

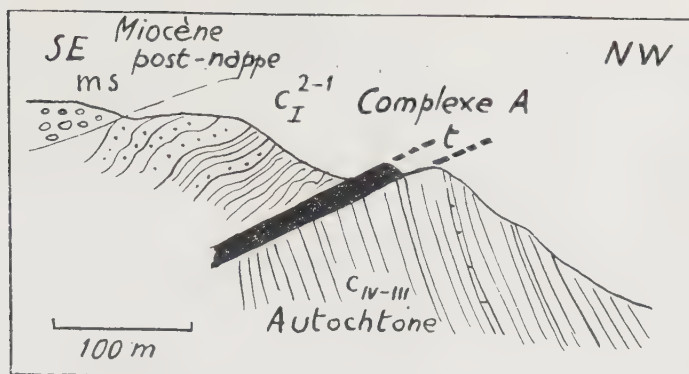


FIG. 146. — Le contact entre l'autochtone et le complexe A en $x = 449, 5$, $y = 296, 7$, (f. Teniet el Haad).

CIV-III : Néocomien ; t : Trias ; C2-1 : Clansayésien-Albien ; ms : Miocène supérieur.

de base est donc bien démontrée. Ce contact se suit d'ailleurs nettement sur plus de 5 km, et ceci malgré les failles post-nappe qui ont affecté le Miocène.

c) Dans la partie W du massif.

Le Miocène inférieur qui soulignait si bien le contact anormal de base au S disparaît brusquement, de sorte que le flysch du complexe A repose directement sur celui de l'autochtone sans que, sur quelques kilomètres, rien n'indique le passage du contact anormal.

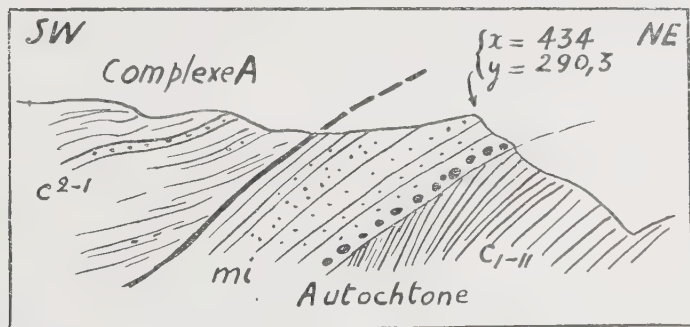


FIG. 147. — Le contact entre l'autochtone et le complexe A sur le versant S du compartiment monoclinal de l'Amrouna (f. El Meddad). C1-II : Aptien-Clansayésien ; C2-1 : Albien ; mi : Miocène inférieur.

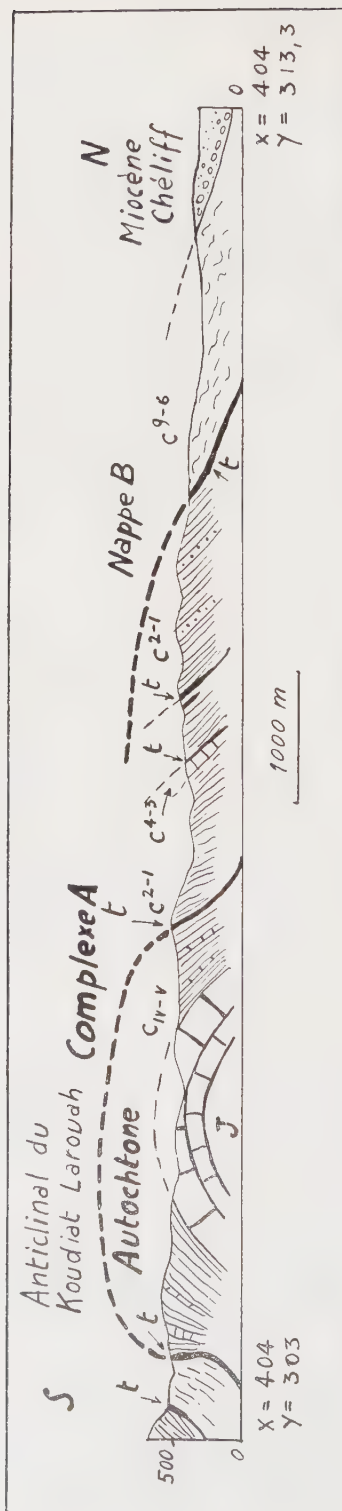


FIG. 148. — Coupe de l'anticlinal du Koudiat Larouah et de sa couverture.
t : Trias ; J : Jurassique ; C11-v : Néocomien ; C2-1 : Albien ; C4-3 : Albien supérieur - Cénomanien ;
C9-6 : Senonien.

d) Sur le flanc NW du monoclinal.

On retrouve, entre l'autochtone et les terrains du complexe A, du Miocène inférieur qui permet de bien localiser un contact anormal de base.

Au N du sommet de l'Amrouna ce Miocène autochtone est affecté de multiples complications allant jusqu'au renversement complet (fig. 135), mais il faut remarquer que ce renversement n'affecte pas le Crétacé du complexe A qui lui fait suite au NW, car ce dernier est bien en situation normale (Barrémo-Aptien surmonté d'Albien) ; un contact anormal jalonne donc là aussi la base du Crétacé, les complications du Miocène sous-jacent n'étant d'ailleurs probablement dues qu'au passage du complexe A sur le Miocène autochtone.

Le Miocène inférieur permet de suivre dans cette région le contact anormal de base du complexe A sur plus de 10 km. Mais il disparaît à nouveau sur près de 7 km à l'extrémité NW de la série monoclinale de l'Amrouna (f. de Pont du Caïd), où il redevient difficile de le localiser avec certitude, d'autant que par surcroît la coupe apparaît dans cette région comme normale (l'Albien de A repose sur l'Aptien autochtone) si l'on fait abstraction du contact anormal. Il existe cependant quelques arguments de faciès qui semblent appuyer l'hypothèse d'un contact anormal : alors que le Barrémo-Aptien de l'autochtone est très calcaire, on ne trouve jamais dans le complexe A de bancs calcaires notables ; l'Albien est très grésos-quartziteux dans l'autochtone ; il l'est beaucoup moins dans A.

Conclusions.

La limite entre le complexe A et l'autochtone est visible, autour du massif de l'Amrouna, sur de grandes distances (près de 50 km) (fig. 145). Sur un tiers environ du parcours, cette limite jalonnée par du Trias, est très vraisemblablement un contact anormal plus ou moins redressé ; sur un autre tiers, l'existence de Miocène inférieur autochtone permet d'affirmer qu'il s'agit bien d'un contact anormal. Ce n'est que sur le dernier tiers qu'il est difficile d'interpréter la nature du contact séparant l'autochtone du complexe A.

Comme l'hypothèse du contact anormal doit être retenue sur les deux tiers du parcours, et que rien ne s'oppose à l'admettre le long du dernier tiers, nous pensons qu'il faut dessiner un contact anormal tout autour du massif autochtone de l'Amrouna.

La surface de contact anormal ainsi mise en évidence présente

à grande échelle une allure anticlinale (voir fig. 134). Comment interpréter cette disposition ? Deux solutions seulement sont possibles :

- l'autochtone est chevauché sur tout son pourtour, l'amplitude du chevauchement pouvant être faible, et le sens des poussées tangentielles variant tout autour du massif. Ces poussées se seraient dans ce cas simultanément effectuées du S au N, d'W en E, d'E en W, etc...

L'Amrouna serait alors un dôme autochtone plus ou moins chevauché sur toute sa périphérie par le Complexe A.

- la surface de contact anormal actuellement replissée en anticlinal était originellement subhorizontale et le Complexe A couvrirait anormalement tout le massif de l'Amrouna.

Ce n'est qu'après la mise en place du Complexe A sur l'autochtone que ce dernier aurait été plissé en anticlinal, en donnant à la surface de contact anormal de base l'allure visible actuellement.

Plutôt que d'admettre l'existence, que rien ne laisse supposer, de chevauchements impliquant des directions de poussées très différentes et même opposées, nous admettrons au moins provisoirement que le complexe A repose sur l'autochtone par l'intermédiaire d'une surface de contact anormal qui a été replissée par les bombements de l'autochtone.

On peut dans ce cas conserver une seule direction de poussée, NS par exemple ; il faut par contre admettre, pour certains lambeaux du complexe A, de notables déplacements (plus de 10 km)

2) AUTOUR DU MASSIF JURASSIQUE DU KOUDIAT LAROUAH (f. de Beni bou Douane).

La limite entre le Néocomien autochtone et les terrains essentiellement albiens du complexe A est jalonnée par un véritable banc de Trias qui, épais de quelques mètres à peine, peut se suivre pas à pas tout autour du massif. Le pendage de ce banc de Trias correspond à celui du Néocomien sous-jacent ; il arrive à être vertical et même renversé sur le flanc méridional de l'anticlinal du Koudiat Larouah (fig. 148). Il est évidemment impossible d'interpréter ce Trias en diapir ; il s'agit manifestement de Trias jalonnant une surface de contact anormal de base du complexe A, qui a été, comme dans la région de Teniet el Haad, replissée en anticlinal par des mouvements post-nappe.

3) AUTOUR DES MASSIFS PRIMAIRES ET JURASSIQUES DU CHÉLIFF

Les rapports entre les terrains du complexe A et l'autochtone ne sont que très rarement visibles, car le Miocène du Chélib masque

la plupart du temps les zones de contact. On peut cependant faire quelques observations aux points suivants :

a) **Au Djebel Tiberkanine** (f. d'Orléansville, $x = 401$, $y = 319$).

On observe la superposition d'un flysch albo-aptien (qu'il y a tout lieu de rattacher au complexe A) sur du Sénonien, qui repose vraisemblablement tout près de là transgressivement sur le Jurassique (fig. 149 et p. 200).

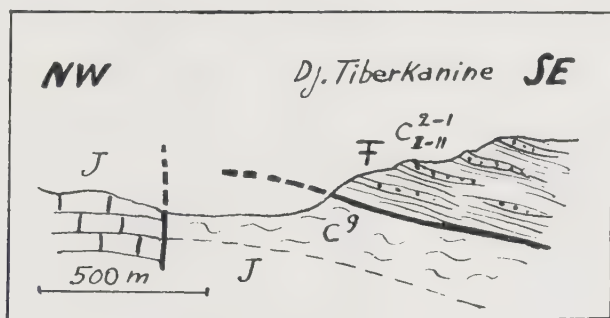


FIG. 149. — Coupe du contact autochtone - allochtone au Djebel Tiberkanine (f. d'Orléansville). J : Jurassique; Cr-II 2-1 : Aptien-Clansayésien-Albien; C9 : Sénonien.

Un peu plus à l'W, à 2 km environ au N de Lamartine, on remarque des schistes et grès, plus ou moins quartziteux, à Orbitolines, de l'Albo-Aptien; ils sont subhorizontaux, ou offrent un pendage faible, et semblent reposer normalement, vers $x = 396$, $y = 316$, sur le Jurassique et le Primaire sous-jacents (schistes de Littré). Mais il n'en est rien, car cette série crétacée subhorizontale est totalement renversée; le renversement est prouvé par l'existence de figures de charge et de fluxion au sommet des bancs de grès-quartzites (en particulier vers $x = 396,6$ $y = 315,5$). Comme plus à l'E, le Crétacé inférieur repose donc anormalement sur le Jurassique autochtone.

b) **Au SE du Djebel Doui** (f. de Miliana).

Vers $x = 438$, $y = 320,5$ le Crétacé inférieur arrive au contact du Primaire; en raison de la complexité tectonique du Crétacé, il ne peut guère s'agir d'un témoin de Crétacé transgressif; le contact lui-même n'est malheureusement pas visible et il n'est pas possible de préciser si la limite se fait grâce à une faille ou à un

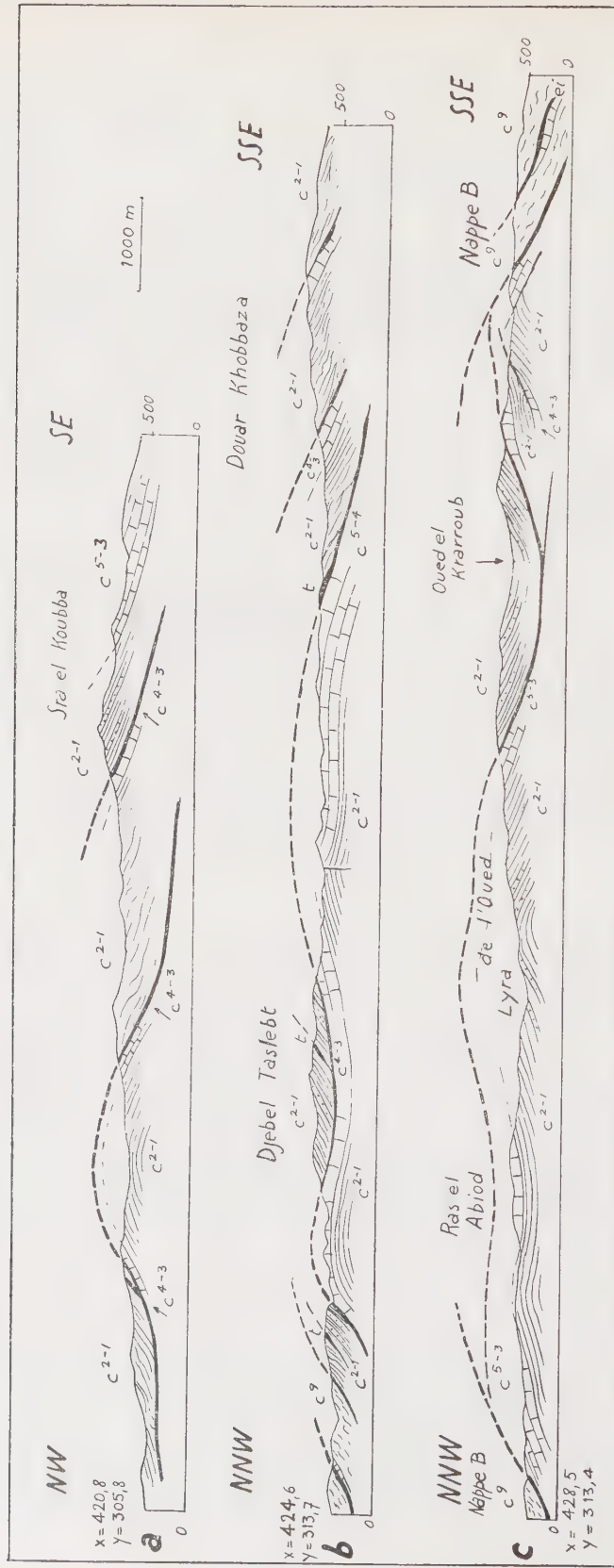


FIG. 150. — Coupes montrant l'allure des recouvrements du Djebel Taslebt (f. Beni Bou Douane).
 t : Trias ; C²⁻¹ : Albien ; C⁵⁻³ : Albiensupérieur-Génomaniens ; C⁹ : Sénomien.

contact anormal peu incliné. Nous pensons cependant que nous sommes ici en présence d'un lambeau de Crétacé inférieur du complexe A qui repose anormalement sur le Primaire autochtone ; ceci d'autant plus que le Crétacé est très froissé, et semble contenir (mais sans certitude) des copeaux de Trias.

Conclusions.

Dans la majorité des cas, le contact entre le complexe A et l'autochtone correspond à un très net contact anormal souvent jalonné de Trias ; il n'a jamais été possible de prouver que cette limite corresponde à un contact stratigraphique normal.

C. DESCRIPTION STRUCTURALE DÉTAILLÉE

Dès qu'on jette un coup d'œil sur la carte géologique on s'aperçoit que les lignes structurales du complexe A n'ont aucune direction privilégiée ; on trouve en effet des accidents tectoniques orientés aussi bien NS qu'EW. De plus, on rencontre à la fois des régions très complexes (f. d'El Meddad) et de vastes secteurs à structure relativement simple (f. de Pont du Caïd). La tectonique du complexe A reste en un mot, bien que beaucoup plus simple que celle de la nappe B, complexe et variée ; on y relève successivement les types structuraux suivants :

1) LES CHEVAUchements

Ils sont très nets sur la feuille de Beni bou Douane (fig. 145) ; nous nous attarderons un peu sur ce type d'accident tectonique, d'une part parce que toute la région qui correspond au complexe A n'avait antérieurement jamais été étudiée, puisqu'on la cartographiait simplement en « Crétacé inférieur » (carte géol. 1/500.000 Alger-Nord, 1952), d'autre part parce que les chevauchements affectent cette fois-ci, non plus du Crétacé supérieur et du Tertiaire, comme cela est de règle pour la plus grande partie des nappes du Tell, mais surtout du Crétacé inférieur. Or c'est là un fait structural intéressant sur lequel on n'a encore que peu insisté ; il importait de s'y attarder pour montrer que la tectonique de glissement du Tell n'est pas simplement superficielle mais affecte même les niveaux de base du Crétacé.

a) Les recouvrements du Djebel Taslebt ($x = 426$, $y = 310$) et du Douar Khobbaza (SE f. de Beni bou Douane).

Le Djebel Taslebt est formé de flysch albien, d'allure tranquille, à pendage N à NE. Or ce flysch repose tout autour du Djebel

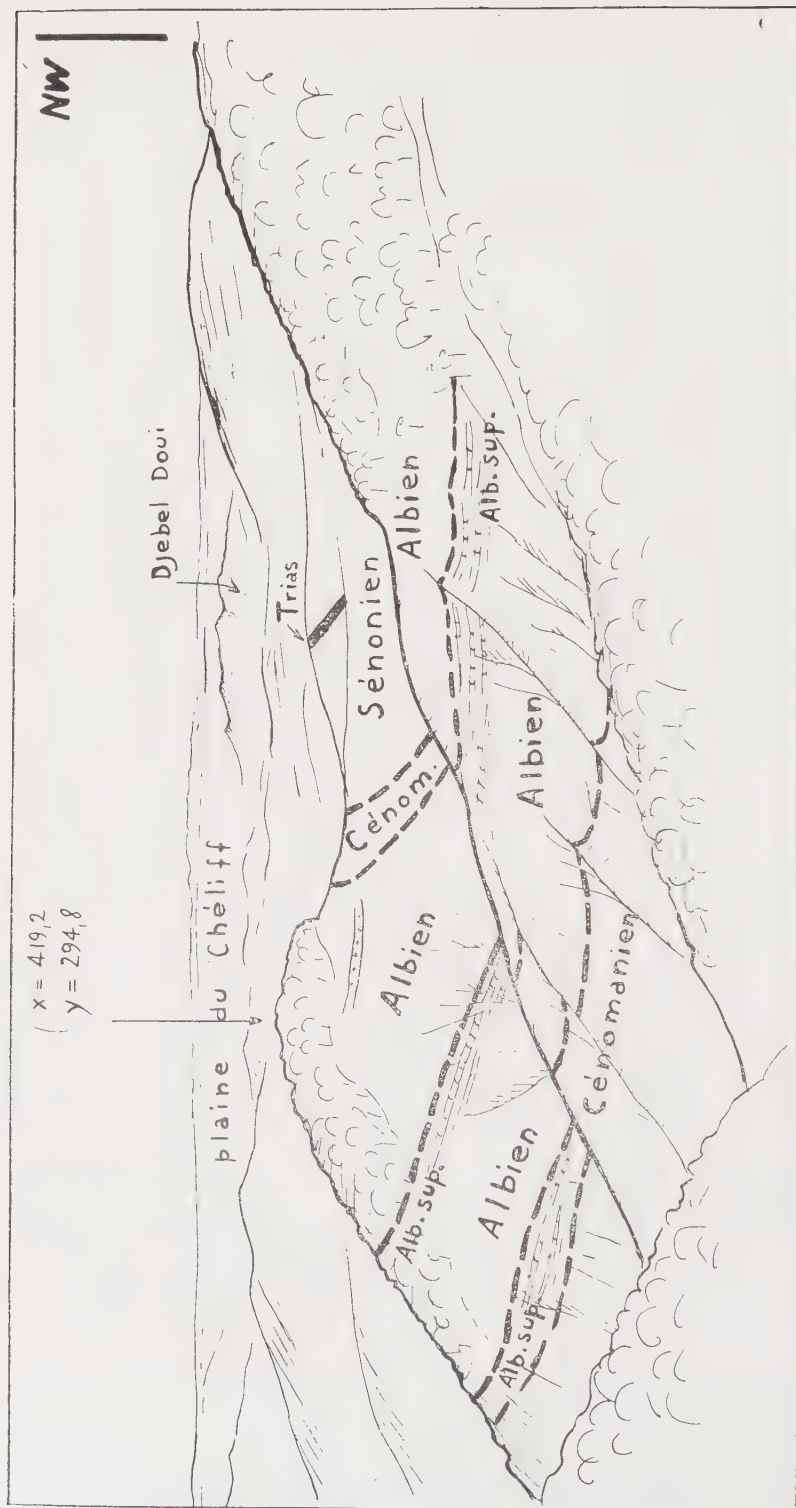


Fig. 151. — Allure des contacts anormaux sillonnant le complexe A au SW du Jebel Nador. Vue prise de la piste, en x = 418,3, y = 292,3 (f. d'El Meddad).

Taslebt lui-même sur du Cénomanien ou de l'Albien supérieur. La seule allure très sinueuse de la limite Albien-Cénomanien montre qu'elle ne saurait être interprétée en faille ; il s'agit d'un contact anormal. Celui-ci est généralement peu incliné et jalonné, çà et là, par quelques lambeaux de Trias ; nous sommes donc en présence d'un net lambeau de recouvrement (fig. 150).

Le contact mécanique ainsi mis en évidence n'est pas localisé à la périphérie du Djebel Taslebt ; il se prolonge vers le SW où on le suit avec les mêmes caractères, sur plus de 8 km. Son orientation NE-SW et son pendage NW sont ici dus à l'existence dans le substratum albien et cénomanien sous-jacent, d'un anticlinal NE-SW. Or sur le flanc S de cet anticlinal, on retrouve, avec un pendage inverse, c'est-à-dire SE, le même contact anormal jalonné de Trias (fig. 150). L'anticlinal en question joue donc le rôle de fenêtre par rapport à une unité de recouvrement importante qui se poursuit vers le S, jusque sur la feuille d'El Meddad. Nous pouvons donc distinguer dans cette région :

- un « autochtone » (vrai ou faux) constitué d'Albien et de Cénomanien, et plus à l'E de Barrémo-Aptien ; sa structure est très simple sur de grandes distances ;
- au-dessus, et reposant habituellement sur le Cénomanien autochtone, une unité de recouvrement essentiellement constituée d'Albien, associée çà et là, à du Barrémo-Aptien et à du Cénomanien.

Amplitude des déplacements.

Comme l'unité est essentiellement formée de terrains antécénomanien et comme elle repose partout sur du Cénomanien, sa région d'origine doit évidemment être recherchée hors du bombement autochtone à enveloppe cénomanienne, c'est-à-dire sous le Crétacé supérieur qui le borde au N. L'unité du Djebel Taslebt s'est donc déplacée du N au S d'au moins 15 km.

Complexité de l'unité.

On rencontre successivement :

- des panneaux monoclinaux d'allure très tranquille, simplement rabotés à leur base (fig. 150) ;
- un empilement de lames plus ou moins épaisses et continues, constituées d'Aptien, d'Albien et de Cénomanien, le Trias jalonnant souvent les contacts anormaux. Cette disposition est très nette dans le lambeau le plus méridional de l'unité de recouvrement de Taslebt situé sur la feuille d'El Meddad et particulièrement autour du Djebel Nador ($x = 421$, $y = 296$). La figure 151 donne

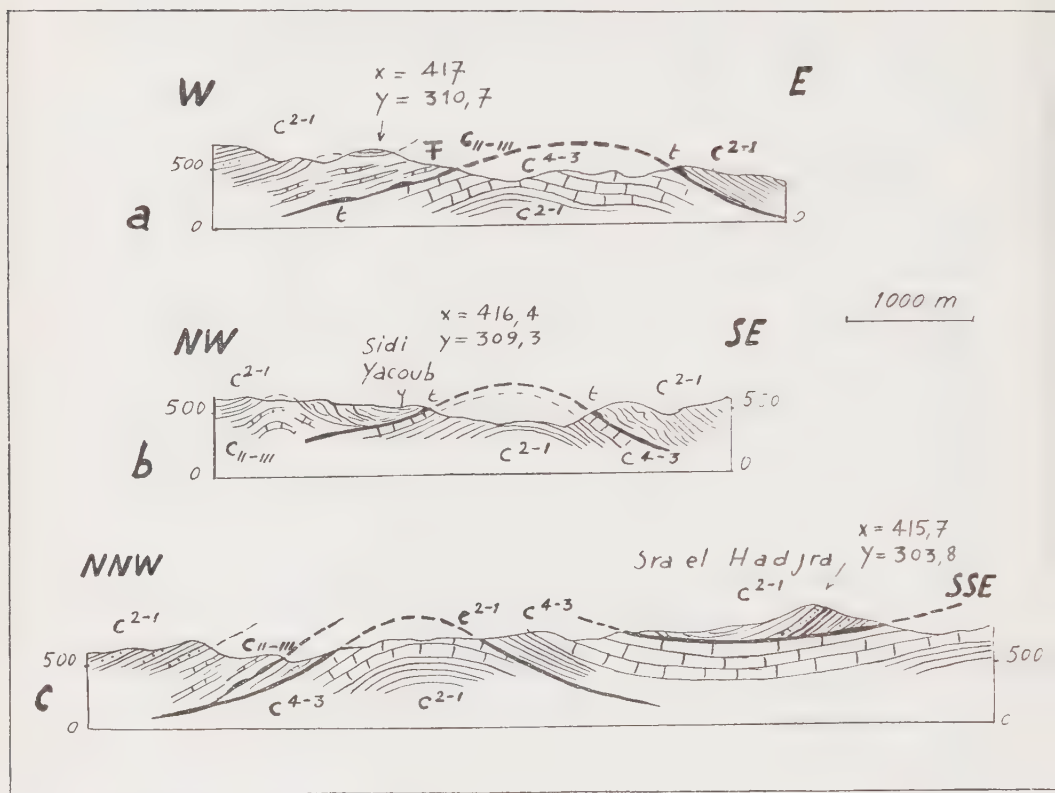


FIG. 152. — Coupes à travers la fenêtre tectonique de Sidi Yacoub.
t : Trias ; *C_{11-III}* : Barrémo-Aptien ; *C₂₋₁* : Albien ; *C₄₋₃* : Albien supérieur-Cénomanién.

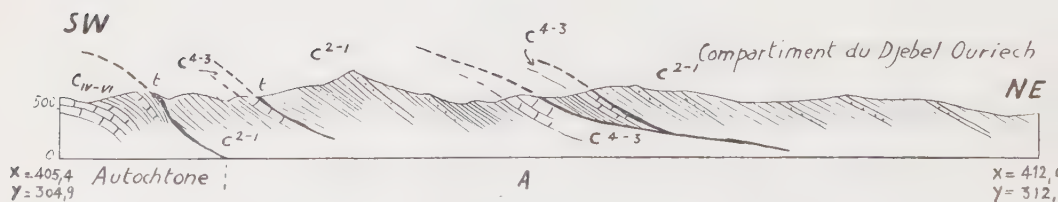


FIG. 153. — Coupe montrant la situation tectonique du compartiment monoclinical du Djebel Ouriech ;
t : Trias ; *C_{1V-VI}* : Néocomien ; *C₂₋₁* : Albien ; *C₄₋₃* : Albien supérieur-Cénomanién.

une idée de la tectonique particulière que l'on rencontre dans cette région et qui est très difficile à déchiffrer à l'intérieur des forêts de pins.

b) La fenêtre tectonique de Sidi Yacoub (voir fig. 145 et 152).

Il s'agit d'un élément structural très important qui mérite quelques développements en raison des importants chevauchements qu'il implique. La fenêtre elle-même est simplement constituée par un étroit anticlinal d'orientation NE-SW ; son cœur est formé de schistes albiens ; son enveloppe est constituée de marnes et de calcaires de l'Albien supérieur et du Cénomaniens. Structuralement et topographiquement au-dessus de ce Crétacé moyen, on rencontre toujours du Barrémo-Aptien ou de l'Albien ; la surface de contact anormal ainsi mise en évidence est grossièrement parallèle aux strates du Cénomaniens ; elle est donc plissée en anticlinal. Signalons enfin que cette surface est littéralement enduite de Trias, car son intersection avec la topographie est soulignée par un mince chapelet de copeaux triasiques dont la taille est souvent inférieure au mètre.

c) Le compartiment chevauchant du Djebel Ouriech (fig. 153).

Il s'agit d'une simple série monoclinale à pendage N, essentiellement formée de Barrémo-Aptien et d'Albien. Cette simplicité n'est qu'apparente car c'est *sous* ce panneau qu'apparaît, au SW, la fenêtre tectonique de Sidi Yacoub. C'est encore sous lui et sur son flanc S que l'on rencontre de l'Albo-Cénomaniens tranquille. Nous sommes donc en présence d'une vaste série monoclinale chevauchante. Cette allure chevauchante est soulignée par les complications du flanc S où l'on relève un intense découpage en lames tectoniques toujours séparées et irrégulièrement traversées par de minces « bancs » de Trias.

d) Les chevauchements de l'Oued Taourina et de Bir ben Abbou (fig. 154).

Grâce à l'apparition au sein du Crétacé de notables lambeaux de Miocène inférieur, les chevauchements deviennent ici très visibles.

Au N de l'Amrouna, dans la région de l'Oued Taourina, le Miocène est traversé en tous sens par des affleurements filiformes de Trias ; localement il se charge de lames de Crétacé ; ailleurs il est affecté d'un net rabotage basal (fig. 121) ; il est enfin partout recouvert par du Crétacé moyen (fig. 154) pour lequel il faut donc

admettre d'importants déplacements. Avec la disparition du Miocène, les accidents cessent d'être bien décelables et l'amplitude des chevauchements (que cette seule absence de Miocène ne permet pas de supprimer) n'est plus appréciable.

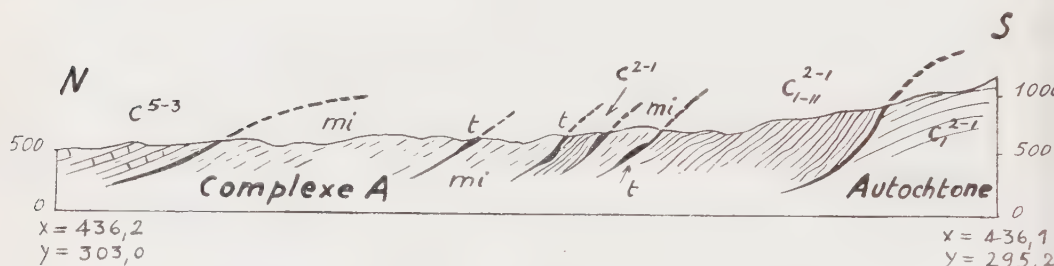


FIG. 154. — Coupe des accidents de l'Oued Taourina ;
t : Trias ; C_{1-II} : Aptien-Clansayésien ; C₂₋₁ : Albien ; C₅₋₃ : Albien supérieur-Cénomannien ;
mi : Miocène.

Aux environs du gourbi forestier de Bir ben Abbou réapparaissent quelques petites, mais intéressantes lames de Miocène (fig. 102) ; elles prouvent que le style chevauchant s'y poursuit, malgré l'allure apparemment simple du Crétacé environnant.

e) Les chevauchements du Djebel Boukba ($x = 455$, $y = 303,5$ fig. 155).

Les importants affleurements miocènes que l'on rencontre autour du Djebel Boukba apparaissent toujours sous ou dans le Crétacé de cette partie du complexe A. Ils permettent de mettre en évidence d'importants recouvrements, dont l'amplitude atteint plusieurs kilomètres (fig. 155). Le Miocène du Djebel Boukba et de l'important anticlinal NNE-SSW d'Aïn Kerraça apparaît ainsi nettement en fenêtre par rapport au Crétacé moyen environnant ; l'actuelle allure anticlinale de ce Miocène est très vraisemblablement due à des mouvements post-nappe qui ont redressé les contacts anormaux originellement subhorizontaux.

2) LES LAMES ET LES STRUCTURES ISOCLINALES

Ce style tectonique est particulièrement bien représenté au N du massif culminant de l'Ouarsenis sur les feuilles d'El Meddad et de Beni bou Douane. Tous les contacts anormaux ont ici grossièrement le même pendage ; ils n'ont pas été replissés, il n'y a donc pas de fenêtre et il n'est en général pas possible de savoir quelle est l'amplitude des déplacements ; nous pensons cependant que ceux-ci peuvent être importants et que le délitage en lames

n'est que la conséquence de notables déplacements horizontaux. On peut distinguer dans cette zone :

a) Les lames de Draa Messaoud.

On peut les suivre, depuis la retombée N de l'anticlinal autochtone du barrage de l'Oued Fodda par lequel elles ont été déformées (fig. 148), jusque sur la feuille d'El Meddad, c'est-à-dire sur plus de 15 km. Le Barrémo-Aptien, l'Albien et le Cénomanién y sont entremêlés ; le Trias est toujours présent à l'état de copeaux.

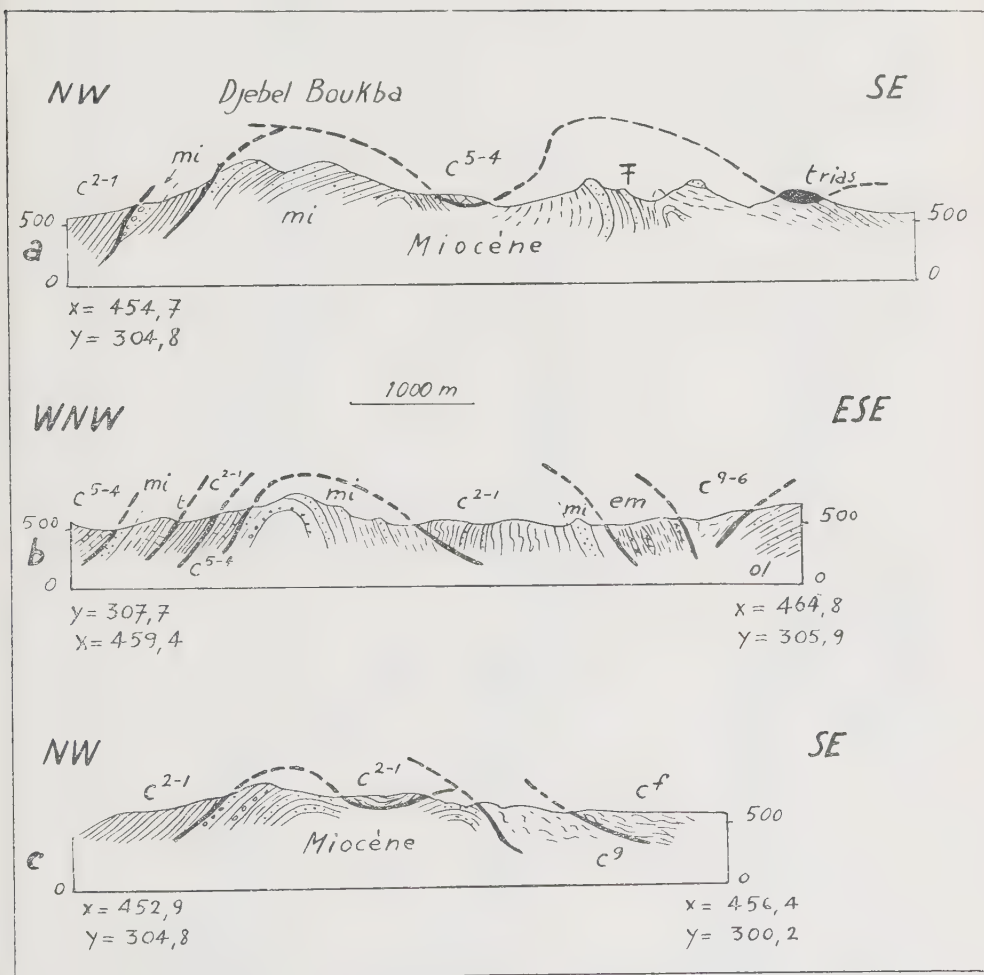


FIG. 155. — Les chevauchements du Djebel Boukba et de l'anticlinal de Kerraaza.
 t : Trias ; Cf : Crétacé à faciès flysch (nappe C) ; C2-1 : Albien ; C5-3 : Albien supérieur — Cénomanién ; C9-6 : Sénonien ; em : Éocène moyen ; Ol : Oligocène ; mi : Miocène inférieur.

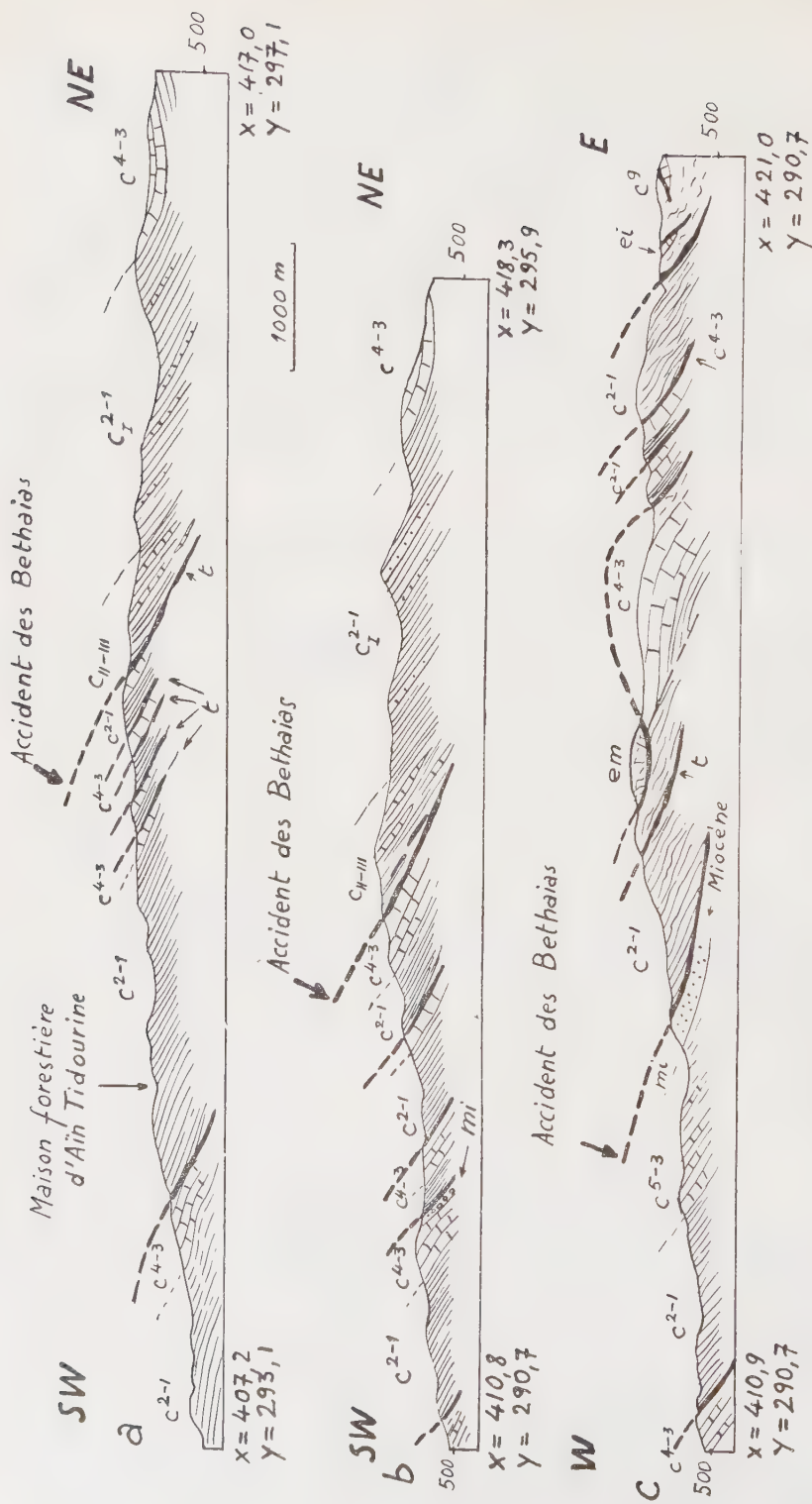


FIG. 156. — Coupes des lames des Bethlais (cf. d'El Meddad). 1 : Trias; CII-III : Barremno-Aptien; CII-2-I : Clansayisien-Albien; C1-3 : Albien supérieur-Géomani n. 1-9; CII : Senonien; P1 : Éocène inférieur; Pm : Éocène moyen; mi : Miocène inférieur.

Vers $x = 408,5$ $y = 304$, au S de la maison forestière de Draa Messaoud ($x = 408$ $y = 306$), le Crétacé est littéralement truffé par une multitude de lambeaux de Trias ne dépassant jamais quelques mètres de puissance. Il ne s'agit évidemment pas de Trias diapir, mais de copeaux jalonnant et soulignant de nombreux contacts mécaniques à composante horizontale dominante.

b) Les lames et l'accident des Bethaïas (fig. 156).

Ces lames ne sont que le prolongement méridional des lames de Draa Messaoud ; elles s'associent ici à un contact anormal majeur que nous appellerons accident des Bethaïas ; il amène du Barrémio-Aptien sur de l'Albo-Cénomanién et se suit du N au S sur près de 15 km. Le contact majeur est associé à une multitude de contacts secondaires qui provoquent la formation de très nombreuses lames toujours séparées par des coussinets irréguliers de Trias.

Vers le S, le Miocène inférieur participe aux chevauchements. Ceux-ci sont, d'une façon générale, très nombreux ; les figures 157 et 159 nous donnent une idée des complications qu'ils peuvent provoquer ; on notera en particulier que l'on peut rencontrer des bancs de Miocène, de quelques mètres de puissance, littéralement interstratifiés dans le Crétacé.

En additionnant la somme de tous les recouvrements visibles on arrive à un rétrécissement important de la couverture crétacée ; l'accident majeur souligne probablement de son côté, en raison de sa faible inclinaison et de sa remarquable continuité, un chevauchement de plusieurs kilomètres.

Remarquons enfin que seule une partie des contacts anormaux est visible sur le terrain ; on ne décèle en effet ces contacts que lorsqu'ils provoquent la superposition des terrains d'âges différents ; lorsqu'ils se trouvent à l'intérieur d'une même formation lithologique il est pratiquement impossible de les mettre en évidence, si ce n'est dans des circonstances extrêmement favorables. La figure 158 nous fournit un de ces exemples relevé dans l'Albien et tel qu'il en existe vraisemblablement un très grand nombre.

c) Les structures isoclinales entourant le massif culminant de l'Ouarsenis.

Le style isoclinal, déjà maintes fois rencontré dans le complexe A, se retrouve tout autour du massif culminant de l'Ouarsenis ; mais, fait remarquable, les contacts anormaux tournent autour de ce massif et se relèvent toujours contre lui (fig. 145 et 160). Il semble donc au premier abord que les chevauchements aient tous

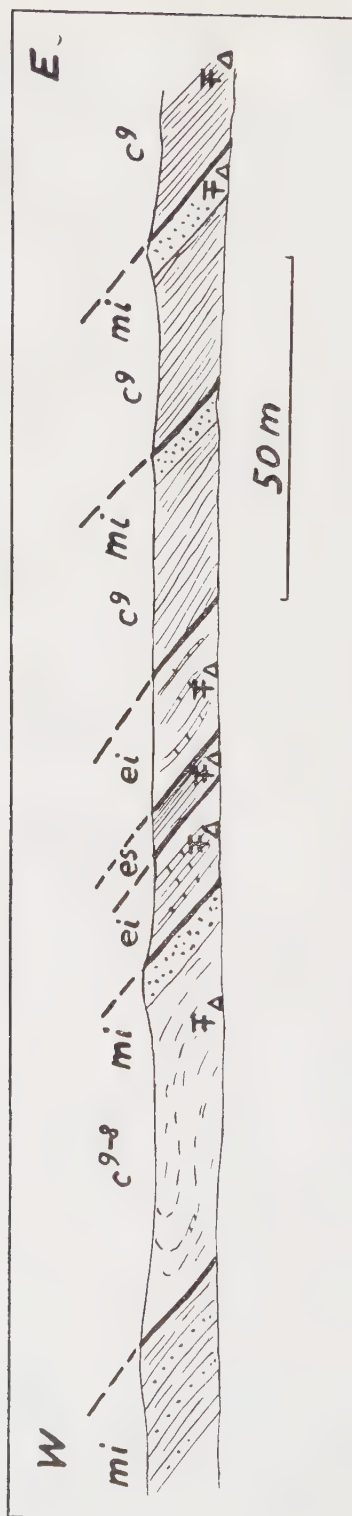


FIG. 157. — Coupe relevée le long d'une piste forestière (centre vers x = 411, 9, y = 290, 1). Les triangles indiquent les gisements de microfaune. C9-8 : Sénonien ; Ei : Éocène inférieur ; Es : Éocène supérieur ; mi : Miocène inférieur.

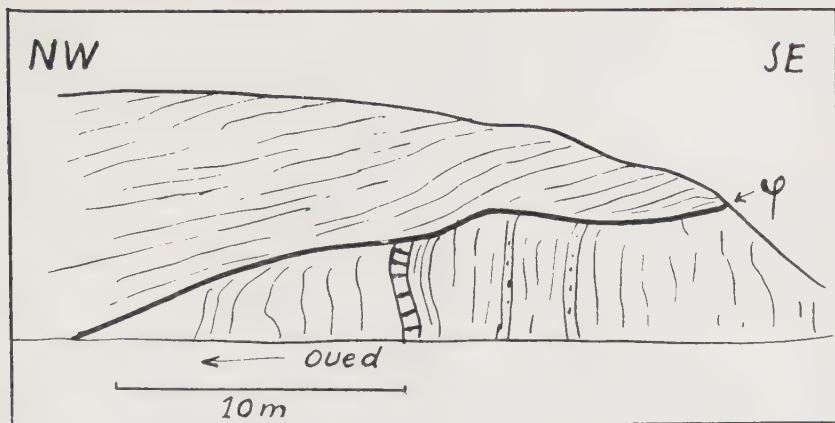


FIG. 158. — Contact anormal intra-albien, dans l'Oued Djedane ($x = 412, 2$, $y = 292, 8$) (f. d'El Meddad).

convergé vers le massif culminant et que les directions des poussées soient extrêmement variables, aussi bien NS que SN.

Plutôt que d'admettre une tectonique aussi incohérente, nous pensons que l'allure grossièrement anticlinale qu'offrent à grande échelle les surfaces de contact anormal est due à l'existence d'un bombement postérieur à la mise en place des contacts anormaux. Ceux-ci devaient originellement être subhorizontaux ou au moins isoclinaux, et le pendage variable qu'ils montrent actuellement n'a dû être acquis qu'au cours d'une phase tectonique post-paroxysmale ; le massif culminant de l'Ouarsenis correspondrait donc à grande échelle à un vaste bombement anticlinal post-nappe ; cette interprétation n'est d'ailleurs pas seulement appuyée sur l'allure des contacts anormaux mais encore sur celle de la nappe B qui, elle aussi, montre que d'importantes déformations à grand rayon de courbure ont, dans cette région, succédé à sa mise en place.

3) QUELQUES ACCIDENTS A TRIAS DE SIGNIFICATION DOUTEUSE

Les affleurements de Trias que nous avons rencontrés jusqu'à présent dans le complexe A se trouvaient toujours à la base d'accidents chevauchants plus ou moins importants ; ils se présentaient sous forme de bancs peu épais et discontinus et n'apparaissaient jamais en position « diapir ».

En certains endroits, on rencontre des appareils triasiques de même allure mais dont l'interprétation n'est pas si immédiate.

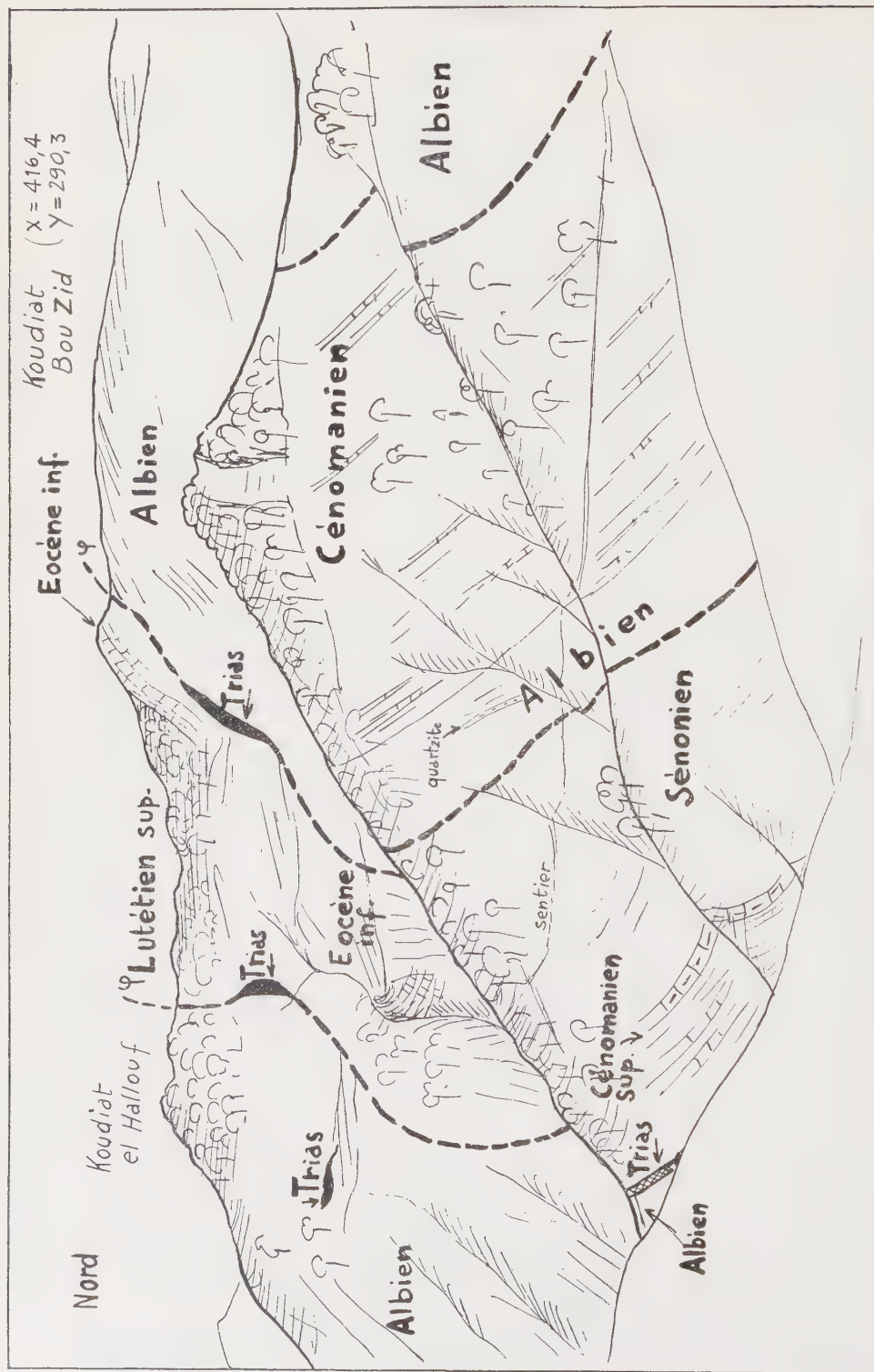


Fig. 159. — Coup d'œil sur la tectonique des environs du Koudiat Bou Zid ; vue prise de la piste en $x = 495, 4$, $y = 289, 4$.

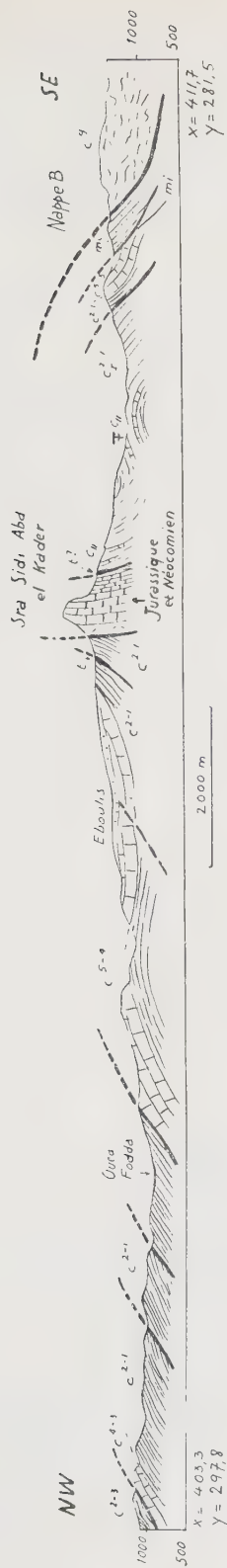


Fig. 160. — Coupe montrant l'allure des structures isoclinales entourant le massif culminant de l'Ouarsenis. t : Trias; C1-1 : Clausayésien-Albien; C5-3 : Albien supérieur-Génomarien; C9 : Sénonien; mi : Miocène inférieur.

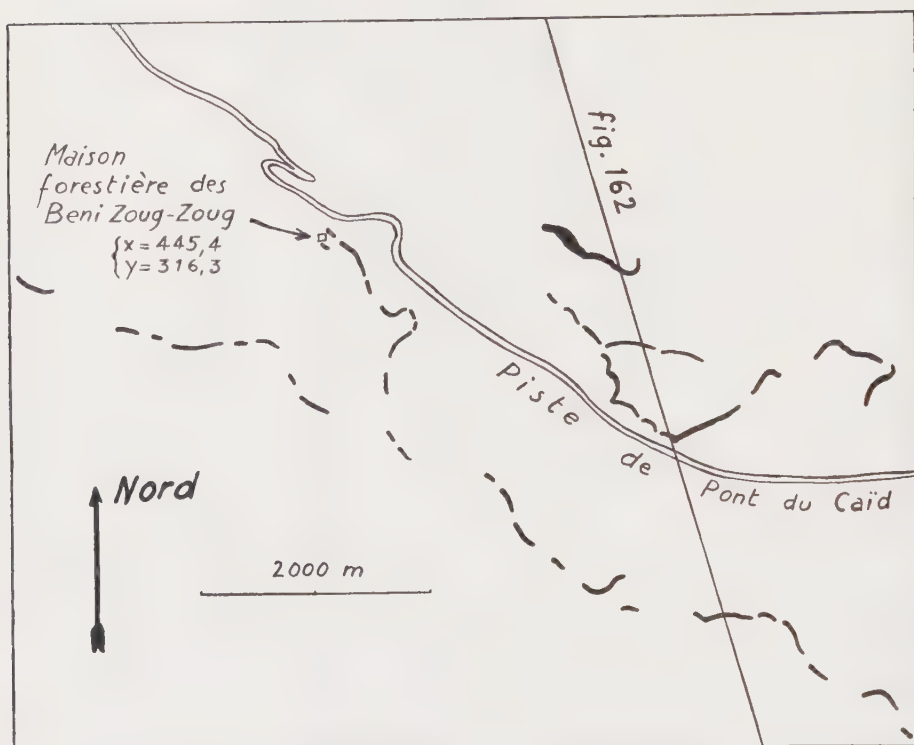


FIG. 161. — Allure des affleurements triasiques des environs de la maison forestière des Beni Zoug Zoug.

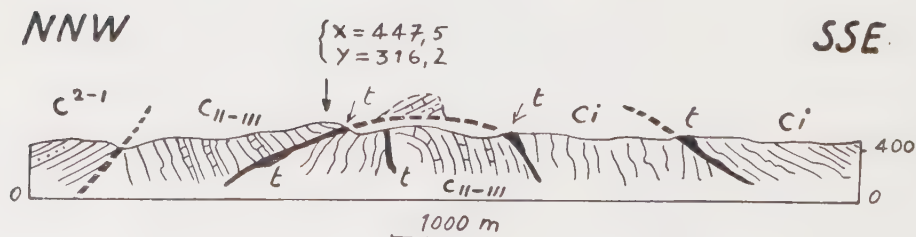


FIG. 162. — Coupe à travers le Crétacé inférieur à Trias des Beni Zoug Zoug.
 t : Trias ; CII-III : Barrémo-Aptien ; Ci : Crétacé inférieur non subdivisé (Barrémo-Aptien et Albien) ; C2-1 : Albien.

Ils offrent sur le terrain la même disposition filiforme ou en cha-pelet, mais ne séparent plus deux assises reposant anormalement l'une sur l'autre ; ils sillonnent au contraire, en tous sens, un même terrain, par exemple le Barrémo-Aptien dans le cas du Djebel el Hatmia.

Comment alors les interpréter ? Il est impossible d'y voir de simples manifestations diapiriques ; cette interprétation est con-tredite par :

- l'allure filiforme et discontinue des affleurements ; il faudrait imaginer des diapirs qui ne correspondent pas à un volume mais *pratiquement à une surface, ou du moins à une lame infiniment mince* ;
- le pendage souvent faible des lames de Trias ;
- la composition de ce Trias qui n'est ici que rarement gypseux, et dont la nature essentiellement dolomitique n'est pas compatible avec l'hypothèse diapir ; soulignons en passant qu'il est impossible de voir dans les cargneules et dolomies que nous attribuons au Trias de simples modifications de roches encaissantes ; des roches cristallophylliennes du socle primaire leur sont en effet souvent associées.

Nous pensons dans ces conditions que, comme dans les autres parties du complexe A, ces lames triasiques jalonnent des contacts mécaniques importants ; ceux-ci n'ont tout simplement pas provoqué la superposition de terrains d'âge différent mais de même âge. Ceci est fort concevable pour la série du Crétacé inférieur dont l'épaisseur atteint probablement plus d'un millier de mètres, et au sein de laquelle il n'y a pas de niveaux repères permettant de prouver qu'une coupe est régulière ou non. Il importe donc de cartographier avec beaucoup de minutie les affleurements triasique, si minimes soient-ils ; eux seuls peuvent nous donner une idée de la tectonique des épaisses séries azoïques du Crétacé inférieur.

Les lames triasiques des Beni Zoug Zoug (fig. 161 et 162).

On rencontre dans cette région des amas lenticulaires de Trias qui se suivent facilement sur de nombreux kilomètres, au milieu des schistes du Barrémo-Aptien et de l'Albien. La lame la plus importante (voir carte au 1/200.000) se suit sur 8 km et conserve sur tout son trajet un pendage S ; nous pensons qu'il s'agit d'un contact anormal déformé par des mouvements post-nappe ; cette interprétation suppose que tout le pays crétacé, à première vue très simple, qui se trouve au S de ce contact, appartient à un paquet chevauchant, puisqu'il apparaît structuralement au-dessus du contact anormal.

Les lames triasiques du massif barrémo-aptien du Djebel el Hatmia.

Bien qu'elles apparaissent toujours dans le Crétacé inférieur, ces lames sont ici particulièrement nombreuses, irrégulières et capricieusement réparties (fig. 163, 42 et 43) ; il est absolument impossible d'en faire autant de diapirs ; nous pensons donc que ce Trias ne fait qu'entrelarder un paquet chevauchant ; cette hypothèse est d'autant plus vraisemblable que le Barrémo-Aptien situé à peine plus au S, et l'Albien situé à l'W (panneau de l'Oued Lyra) sont tout à fait dépourvus de Trias.

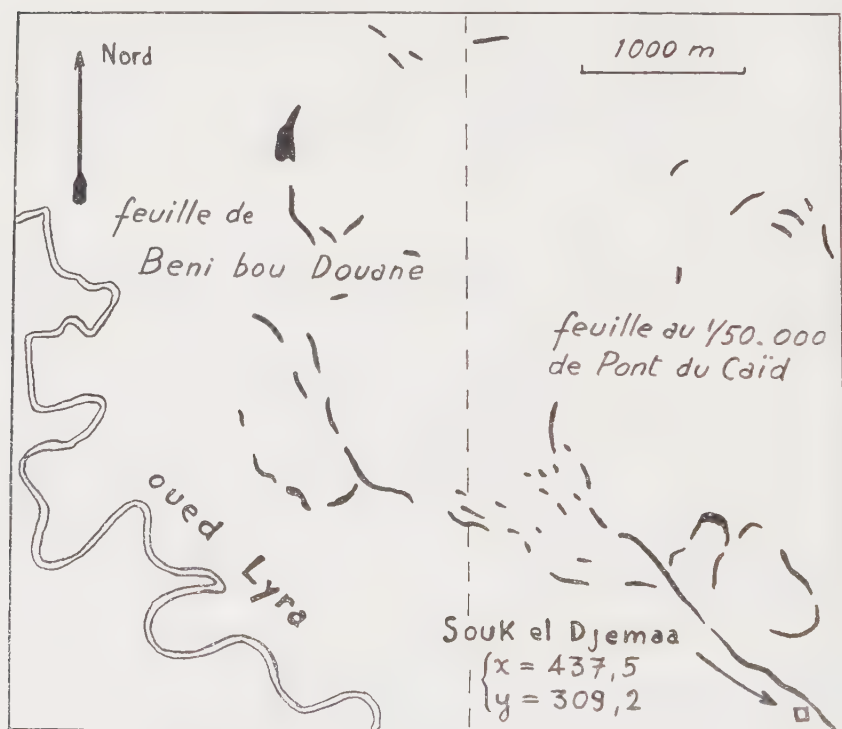


FIG. 163. — Allure des affleurements triasiques au S du Djebel el Hatmia.

Le Trias du Djebel Tagrelissia.

Un amas triasique apparaît curieusement au milieu du Barrémo-Aptien (vers $x = 442,7$ $y = 311,3$) ; en le suivant latéralement vers le NE, on le voit disparaître, mais on remarque aussi, grâce à la disparition brutale des niveaux calcaires de l'Aptien, qu'il y correspond bien à un contact anormal.

4) LES COMPARTIMENTS DE STRUCTURE SIMPLE

Un rapide coup d'œil sur la carte nous montre que, mis à part les accidents souvent très complexes que nous venons de décrire de vastes surfaces correspondent à des structures très paisibles : nous les avons appelées pour simplifier des « compartiments ».

Dans le compartiment de l'Oued Lyra (fig. 145) les bancs de grès-quartzites de l'Albien peuvent être suivis sur plusieurs kilomètres et soulignent une allure tantôt monoclinale, tantôt légèrement anticlinale (fig. 150 c). Dans celui de Pont du Caïd la structure d'ensemble est un peu plus confuse, mais on arrive généralement à suivre des bancs sur de nombreux kilomètres.

On pourrait être tenté, pour cette seule raison de simplicité, de ranger ces compartiments dans l'autochtone. Mais sans vouloir totalement exclure cette possibilité qui pourrait localement se vérifier, nous pensons que la réalité est plus complexe.

Examinons par exemple le *compartiment de l'Oued Lyra*. Dans sa partie médiane, il présente tous les caractères d'un bombement autochtone apparaissant sous l'unité de recouvrement du Djebel Taslebt ; mais si l'on se déplace vers l'W, on voit que ce panneau très tranquille est limité par l'accident des Bethaïas et la zone des lames de Draa Messaoud, accidents qui correspondent — nous l'avons vu — à de notables chevauchements. Ce panneau de l'Oued Lyra est donc chevauchant.

Prenons le cas du *panneau de Pont du Caïd* (fig. 145) ; il repose aux environs des Beni Zoug Zoug sur des contacts anormaux à Trias (fig. 162) ; un contact anormal apparaît à l'intérieur de la série du Djebel Tizi Amdane et au Djebel Tagrelissia ($x = 450$, $y = 311$) ; ce panneau chevauche de plus, au S, le Miocène autochtone (fig. 154). Il n'est enfin pas rare de rencontrer au sein même de l'Albien des complications tectoniques (fig. 164) qui prouvent que ce panneau est loin d'être simple.

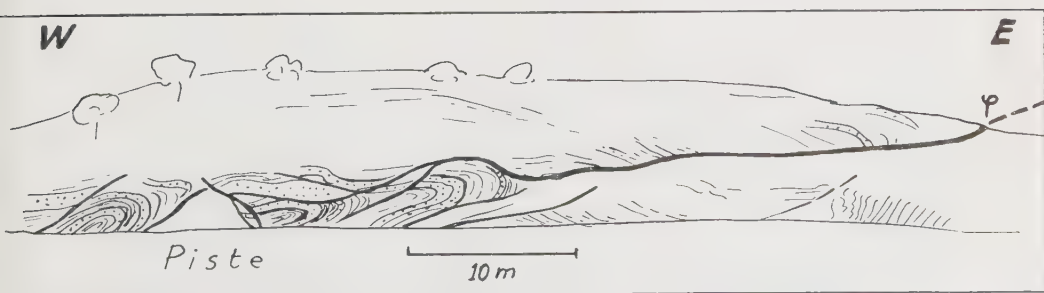


FIG. 164. — Complications tectoniques affectant l'Albien à la sortie de Pont du Caïd en $x = 456$, 1, $y = 313$, 7.

Terminons ce coup d'œil sur les compartiments par l'exemple du *Djebel Ouriech* (fig. 153 et 145) ; l'allure chevauchante est ici certaine et ceci malgré l'apparence très simple du compartiment lui-même.

En raison de toutes ces complications, dont on ne trouve jamais l'analogue dans l'autochtone certain, nous pensons qu'il faut séparer ces panneaux de l'autochtone et les ranger dans ce que nous avons qualifié de complexe A.

5) LA TECTONIQUE DU MASSIF CULMINANT

Nous appliquons le terme de massif culminant à une partie profonde du complexe A qui apparaît à l'occasion d'un bombement à très grand rayon de courbure et qui est caractérisée par l'apparition, au sein du flysch crétacé, d'importants lambeaux de calcaires jurassiques. La tectonique de ce massif culminant a déjà donné lieu à de nombreuses interprétations et discussions que nous ne rappellerons pas dans le détail, renvoyant pour cela à l'histoire établie par L. Calémbert (1952, p. 17).

Cet auteur a donné une description tectonique du massif culminant (1952) au cours de l'étude détaillée qu'il lui a consacrée. Nous y ferons un constant appel, mais nous serons amené, au cours de notre exposé structural, à discuter plusieurs des interprétations de notre confrère et à proposer de nouvelles hypothèses ; nous insisterons toujours, en présentant nos conclusions, sur les faits nouveaux qui ont guidé notre choix.

Les lambeaux jurassiques du massif culminant apparaissent dans deux positions structurales bien différentes ; il s'agit soit d'extrusions, soit de lames charriées ; on a donc à la fois des masses enracinées et déracinées.

a) Les extrusions et leur enveloppe.

Nous rattachons à ce type les massifs suivants (voir fig. 17) : Rokba, Sra Sidi Abd el Kader, Belkairat et Batha, Kef N'Hal.

Toutes ces extrusions présentent des caractères constants : elles percent le flysch crétacé ; il s'agit de lames jurassiques très redressées ; elles ne sont enfin pas limitées par des contacts anormaux sur tout le pourtour ; sur une des faces de l'extrusion, généralement la face S ou SE, le flysch crétacé surmonte normalement, ou presque, le Jurassique sous-jacent.

La surface de contact anormal limitant ces extrusions n'est pas toujours subverticale ; les travaux miniers effectués dans la partie

méridionale du Djebel Belkairat ont montré que le contact calcaire-flysch, qui est d'ailleurs jalonné de Trias gypseux, était incliné à 40° environ.

Le style extrusif de ces massifs avait déjà été noté par L. Calernbert, mais quelques modifications doivent être apportées à l'exposé structural détaillé de cet auteur.

Rokba.

L. Calernbert pense (p. 59) que la localisation de cette extrusion est due aux « déformations dont nous relevons les traces dès le Lias supérieur ». Il établit donc une liaison entre la tectonique et la sédimentation jurassique.

Cette supposition est toute gratuite, car en raison de la rareté des affleurements jurassiques dans l'Ouarsenis et de la complexité structurale de ceux qui sont visibles, il est impossible de reconstituer une paléogéographie du Jurassique ; il est donc impossible de prouver que l'extrusion s'est produite à l'endroit où la série jurassique présentait des anomalies sédimentologiques.

L'explication est peut-être plus simple ; si l'on considère l'enveloppe schisteuse du Rokba, on remarque en effet qu'elle est constituée d'unités de recouvrement empilées les unes sur les autres et replissées en un anticlinal assez aigu (fig. 167). Or l'extrusion se trouve au cœur de cet anticlinal post-nappe. Pourquoi ne pas penser dans ces conditions que l'extrusion n'est que la conséquence et la complication d'un bombement anticlinal, qui aurait localement évolué en extrusion par suite de l'hétérogénéité du matériel (calcaires jurassiques, flysch et marnes de la couverture crétacée).

Sra Sidi Abd el Kader.

C'est une lame de Jurassique, verticale et longue de plus de 4 km ; au N et à ses extrémités E et W elle est limitée par des contacts mécaniques, au S elle arrive à être surmontée normalement par le Crétacé.

L. Calernbert a décrit, à l'extrémité W de cette lame extrusive, une série d'accidents tectoniques qu'il a nommés (p. 61-63) : massifs des Chicots, faille des Chicots, zone failleuse d'Abd el Kader ; il en tire un certain nombre d'importantes conclusions. Nous pensons de notre côté que tous les affleurements qui ont servi à définir ces unités appartiennent non à des roches en place, mais à un vaste manteau d'éboulis. L'interprétation en éboulis est en particulier évidente pour « le massif aberrant de la Poterie » (p. 62) dessiné par L. Calernbert à l'extrémité N de la zone failleuse

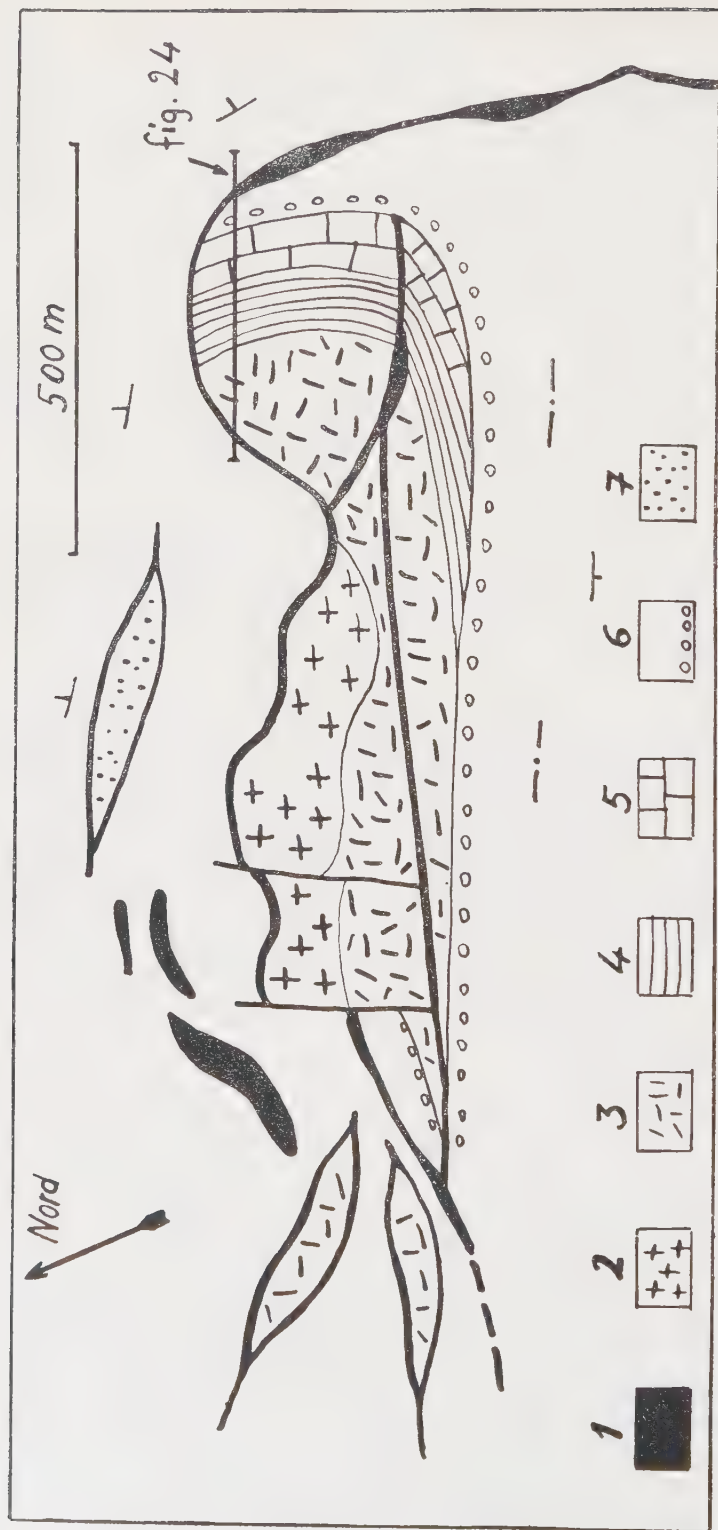


Fig. 165. — Carte schématique du Kef N'Hal.
 1 : Trias ; 2 : Lias inférieur ; 3 : Lias supérieur et Dogger ; 4 : Argovien ; 5 : Malm ;
 6 : Clansayésien-Albien ; 7 : Oligocène.

d'Abd el Kader. Tous ces accidents tectoniques n'existent donc pas pour nous ; la Sra Sidi Abd el Kader est simplement limitée à l'W par un contact mécanique de direction NS environ ; quant au Trias qui apparaît vers le col de Senan, il est impossible d'observer ses relations avec les terrains encaissants. Mieux vaut dans ces conditions momentanément ne pas en donner d'interprétation trop précise.

Rappelons que nous interprétons en éboulis de la même façon (voir p. 81), le lambeau « jurassique de Bou Caïd », le « Trias de Bab Aïn el Hadjela », le massif de « Bou Malaah » et de « l'Aïn Seban ».

Le Kef N'Hal (voir fig. 17 et 165).

On voit sur la figure 17 que le Kef N'Hal est une extrusion formée par une lame jurassique subverticale ou renversée, dont le flanc S est normal puisque recouvert par l'Albien transgressif. Sur le flanc N on suit un très net contact anormal amenant du flysch albien contre du Lias inférieur et moyen, vertical ou renversé ; des cassures accidentent le Jurassique. Notons enfin la présence, au sein du flysch, de copeaux de Lias moyen associés à du Trias ; leur interprétation est délicate. Un petit lambeau d'Oligocène à Lépidocyclines coïncé dans l'Albien, nous prouve que là aussi, les mouvements sont, puisque post-oligocène, d'âge Miocène.

Le contact anormal du flanc N de l'extrusion se poursuit vraisemblablement dans le flysch albien, où il est, çà et là, jalonné par du Trias.

b) Les lambeaux jurassiques non enracinés et leur enveloppe.

On considérait jusqu'à présent que tous les lambeaux jurassiques du massif culminant étaient enracinés. Cette interprétation était due au fait que seules les masses jurassiques avaient été étudiées ; l'enveloppe schisteuse de ces masses calcaires avait été négligée en raison de l'extrême uniformité des faciès et de la rareté des fossiles ; on attribuait de ce fait tout le flysch du massif culminant à l'« Albo-Aptien ». Mais au cours de nos levés, nous y avons rencontré outre l'Albo-Aptien, du Jurassique, du Néocomien, du Barrémien, du Sénonien, de l'Éocène inférieur, du Bartonien et du Miocène inférieur. L'individualisation de tous ces terrains ne pouvait manquer, on le conçoit facilement, de modifier les idées de nos prédécesseurs.

Nous avons alors été amené à constater qu'il existait indiscutablement du Jurassique non enraciné.

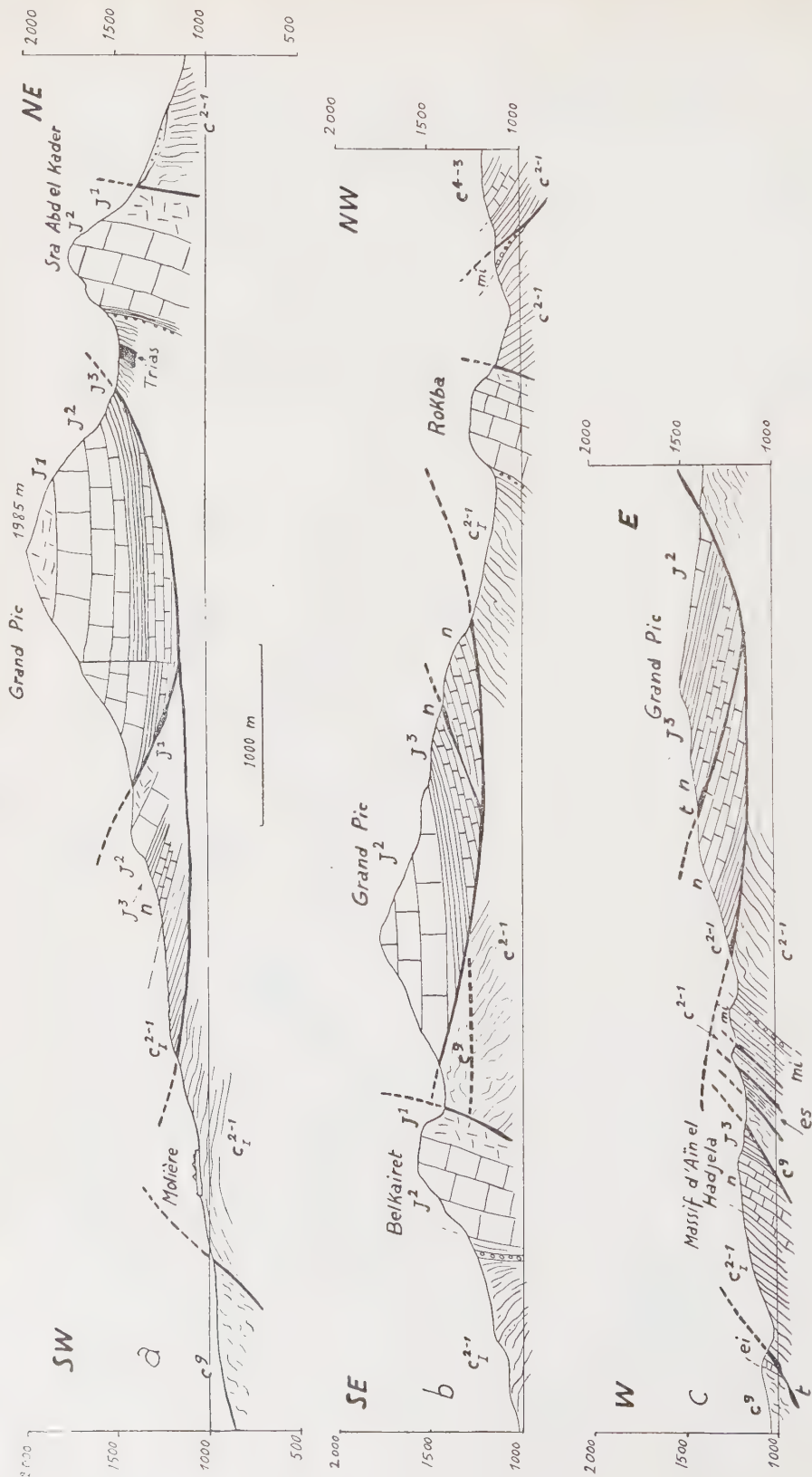


Fig. 166. --- Coupes du massif culminant de l'Ouarsenis. t : Trias; J1 : Lias inférieur; J2 : Lias supérieur-Dogger; J3 : Malin; n : Néocomien; C1 2-1 : Clausayésien-Albien; C4-3 : Albien supérieur-Cénomannien; C9 : Sénomien; es : Eocène supérieur.

Les nouvelles interprétations ne sont donc pas théoriques : elles sont appuyées sur de nombreuses observations nouvelles.

1. La tectonique du Djebel Aïn el Hadjela ; sa lame jurassique.

A environ 2 km au SW du village minier de Bou Caïd, nous avons découvert un vaste lambeau de Jurassique qui n'avait jusqu'à présent jamais été remarqué.

Il apparaît, grâce à une tectonique très compliquée qui se poursuit dans tout le Djebel Aïn el Hadjela, massif qui borde à l'W le Grand Pic (fig. 17, 166, 167). Bien que tout ce secteur soit situé en dehors de notre région d'étude (f. de Molière), nous l'examinerons rapidement.

Les figures 167 et 168 montrent que l'on trouve, au SW du Rokba, une série de contacts anormaux inclinés au SW ; ces contacts sont mis en évidence par la superposition anormale de terrains allant du Miocène au Jurassique, de petits copeaux de Trias soulignant çà et là, ces limites tectoniques. Le Jurassique repose ainsi, par l'intermédiaire d'un contact incliné à 30 ou 40°, sur du Sénonien lui-même mêlé à de l'Éocène inférieur.

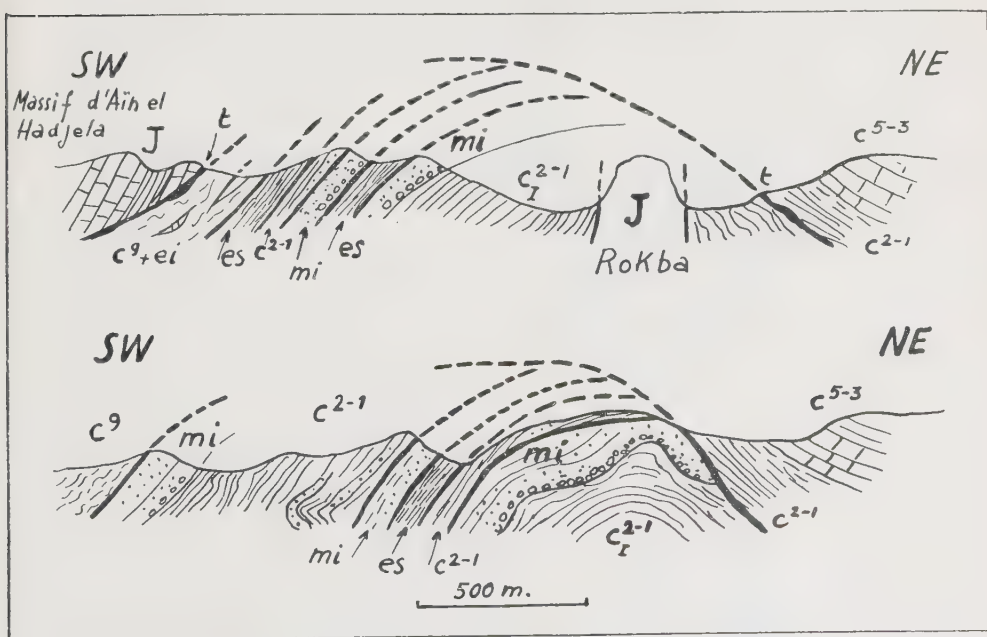


FIG. 167. — Coupe à travers l'anticlinal post-nappe du Rokba montrant l'empilement de lames tectoniques. J : Jurassique ; t : Trias ; C₂₋₁ : Albien-Clausayésien ; C₅₋₃ : Albien supérieur-Cénomannien ; C₉ : Sénonien ; ei : Éocène inférieur ; es : Éocène supérieur ; mi : Miocène inférieur.

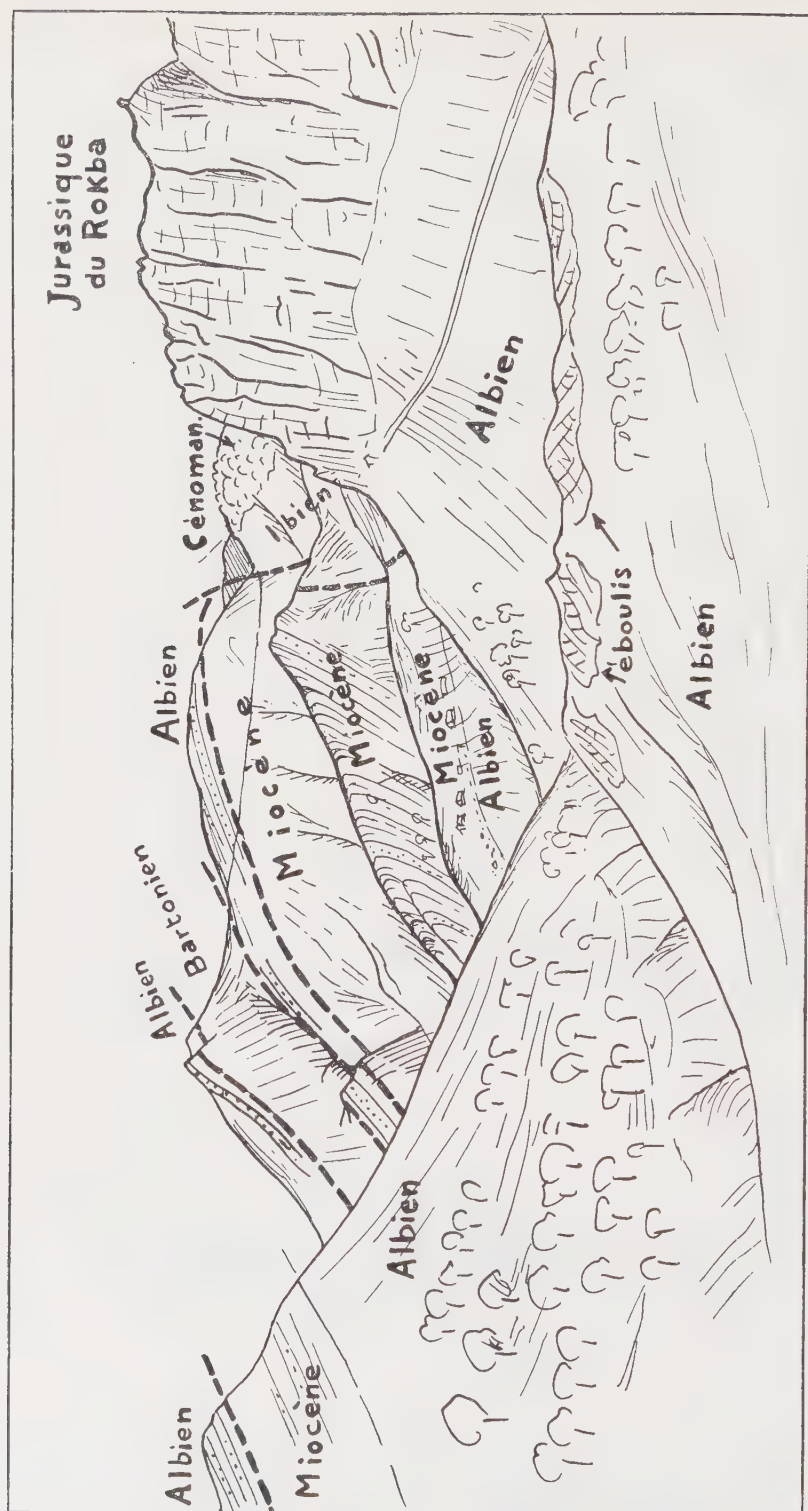


Fig. 168. — Les accidents tectoniques entourant le Rokba. Vue prise d'un bloc calcaire au bord de la route nationale en x = 402, 05, y = 287, 8.

On pourrait penser au premier abord que l'inclinaison vers le S des contacts anormaux indique que des chevauchements se sont produits du S au N ; dans ce cas on pourrait à la rigueur enraciner au S le lambeau de Jurassique. Mais l'hypothèse d'une poussée tangentielle qui se serait produite du SW au NE n'est plus soutenable si l'on examine le prolongement des contacts anormaux. On remarque en effet, si l'on considère le Djebel Aïn el Hadjela tout entier, que les contacts anormaux ne pendent uniformément au S que sur le flanc S de ce massif ; sur son flanc N ils plongent fortement au N et l'on peut même suivre un même contact et le voir successivement plonger au S, devenir horizontal, puis plonger au N.

On est donc en présence de surfaces de contact anormal plissées en anticlinal ; cette allure anticlinale est d'ailleurs parfaitement soulignée par le seul pendage des bancs miocènes. Dans ces conditions, force nous est d'admettre qu'un bombement anticlinal post-nappe a déformé un empilement de lames tectoniquement superposées. Le piton du Rokba se trouve ainsi au cœur d'une fenêtre tectonique formée de Jurassique, d'Albien et de Miocène inférieur ; tous les terrains essentiellement crétacés qui entourent cette fenêtre appartiennent donc à une unité de recouvrement dont les déplacements ne peuvent être connus, en raison de l'existence d'une seule fenêtre ; cependant ils atteignent certainement plusieurs kilomètres. Le lambeau jurassique du massif d'Aïn el Hadjela n'est donc manifestement pas enraciné ; son origine doit être recherchée quelque part au N du Rokba sous le Crétacé que l'on y rencontre maintenant.

2. *Le Grand Pic, sa situation structurale* (fig. 166, 18 et 20).

Le terme de Grand Pic s'applique à l'importante pyramide de calcaire jurassique qui domine, avec ses 1983 m, toutes les masses calcaires du massif culminant, et qui constitue le sommet le plus élevé de l'Algérie occidentale.

Confirmant une prédiction de M. Bertrand, L. Calémbert a montré que le Grand Pic est formé par une série essentiellement jurassique subhorizontale et complètement renversée.

On s'est longtemps refusé à admettre cette disposition pourtant évidente pour tout observateur examinant de près ou de loin le Grand Pic (voir fig. 18). On reste confondu devant le pli en éventail que dessina en particulier M. Dalloni (1936, fig. 6) et l'on mesure à de telles coupes combien des notions admises a priori — ici l'enracinement à tout prix — ont pu altérer les facultés d'observation et l'esprit critique.

Cette série renversée englobe des terrains allant du Lias inférieur au flysch albien (voir fig. 18 et 166) ; elle repose par l'intermédiaire d'une surface de contact anormal également subhorizontale sur une série crétacée en position normale.

La réalité de la surface de contact anormal basale se dégage de la seule allure du contact séparant la série renversée de la série normale. Ce contact se présente en effet sur le terrain comme une ligne courbe et sinueuse ne variant que très progressivement d'altitude malgré les importantes irrégularités topographiques de la région. Ce contact n'est donc manifestement pas vertical mais peu incliné.

a) *Discussions des interprétations de L. Calembert.*

1. INTERPRÉTATION DU CONTACT DE BASE

Le contact anormal de base avait déjà été remarqué par L. Calembert, mais sa cartographie au 1/10.000 est inexacte en plusieurs points.

Le contact passe exactement au col emprunté par la route de Bou Caïd à Molière et non à 150 m plus à l'W où l'on rencontre du Miocène intercalé dans le flysch.

Immédiatement au S du col, la lame du Néocomien qui apparaît sous le flysch albien ne se trouve manifestement pas où L. Calembert l'a dessinée. Le contact anormal de base ne se trouve en outre généralement pas à la base de cette lame néocomienne, mais beaucoup plus à l'W, car on rencontre sous le Néocomien du flysch albien également renversé.

Le contact anormal met en contact dans cette région, et plus au S, de l'Albien renversé avec de l'Albien en position normale ; comme les bancs de grès quartzites du flysch fournissent de nombreux critères de polarité (figures de charge et de fluxion, ripple-marks, etc...), il est facile de suivre cette limite jusqu'au pied du Djebel Belkairat, ce qui donne un tracé bien différent de celui de L. Calembert.

Malgré ces inexactitudes le contour dessiné par notre prédécesseur n'en était pas moins presque circulaire autour du Grand Pic. Cependant loin d'y voir la trace d'une surface de contact anormal peu inclinée, il pense qu'il s'agit d'une faille peu inclinée ; la partie septentrionale de cet accident courbe appelé par lui « faille de Senan » serait même inclinée vers le N (p. 71).

Le Grand Pic serait de ce fait un horst, limité par une faille circulaire ; celle-ci serait partout faiblement inclinée vers le cœur du massif, sauf le long de son tracé septentrional où elle serait inclinée vers le N. On aurait donc une espèce de horst en éventail affectant une série totalement renversée.

Il nous est facile de réfuter cette interprétation pour les seules raisons de détail suivantes : la « faille de Senan » de L. Calembert qui plongerait vers le N, est manifestement un accident non pas

vertical, mais au contraire peu incliné vers le S. On peut aisément s'en persuader, non seulement en observant le tracé du contact aux environs du col situé entre Molière et Bou Caïd, mais encore en observant le contact lui-même dans le talus de la route, où de minuscules lambeaux de Trias semblent le jalonner.

Or si la « faille de Senan » est inclinée au S et non au N, la surface de contact anormal limitant la série du Grand Pic dessine, même si l'on admet toutes les autres données de L. Calémbert, une sorte de cône renversé, ce qui est une allure tout à fait invraisemblable pour un horst ; d'autant plus que ce horst affecterait une série renversée.

2. LES ACCIDENTS VERTICAUX

Il nous reste encore à parler, à propos de notre interprétation, des accidents subverticaux que L. Calémbert a dessinés sur les versants E, SE et S du Grand Pic, en particulier de la « faille de la zone failleuse de Roubia » (L. C. 1952, fig. 15-16), qui serait « un des accidents les mieux définis de l'Ouarsenis » (L. C. p. 78). De tels accidents subverticaux seraient en effet incompatibles avec notre hypothèse de contacts plats. Mais en réalité l'existence même de l'accident de Roubia peut être mise en cause.

Il ne correspond à rien sur le terrain si ce n'est à une carapace d'éboulis laissant apparaître çà et là en fenêtre le flysch albo-aptien et le Sénonien. On rencontre bien du Trias à l'extrémité SW de la « faille de Roubia », mais il est loin de jalonner un contact vertical ; il se présente au contraire sous forme d'une lame peu inclinée dont l'orientation est en outre presque perpendiculaire à la problématique « faille de Roubia ». Quant au lambeau de Trias et de Dogger qui terminerait au NE la « zone failleuse de Roubia » (voir carte au 1/10.000 de L. Calémbert), il s'agit simplement d'une masse calcaire éboulée.

Signalons en passant que les accidents dessinés par L. Calémbert dans le massif du Bou Malah (voir sa carte au 1/10.000 et fig. 12 et 18) sont tout aussi douteux ; tout ce massif ne correspond pour nous qu'à des masses calcaires éboulées.

Nous pouvons donc conclure que rien ne permet d'affirmer que la série du Grand Pic soit limitée par des contacts tectoniques subverticaux ; tout porte au contraire à croire que ces accidents sont peu inclinés.

3. LA CHARNIÈRE SYNCLINALE DU VERSANT N DU GRAND PIC

L. Calémbert pense que « l'étude du terrain démontre sans équivoque » que le Grand Pic appartient « au flanc septentrional d'un pli synclinal retourné » (p. 71). Il écrit plus loin : « la charnière radicale du pli couché est observable au S du chemin d'Aïn Mora...,

sous la forme d'un synclinal jurassique et crétacé complètement renversé » (p. 88).

La coupe de sa figure 16 illustre ce point de vue. Il ne nous est malheureusement pas possible de l'adopter.

Il est exact, ou au moins possible, que la série renversée et subhorizontale du Grand Pic soit affectée sur son versant N par un léger bombement anticlinal EW (encore que les pendages N de cette région puissent être dus à un fauchage des couches).

Comme ce bombement affecte une série renversée, c'est en somme une amorce de charnière synclinale. Fort de cette notion, L. Calémbert a dessiné en profondeur une charnière synclinale complète et en déduit que toute la série du Grand Pic n'est que le flanc renversé de ce synclinal. Mais ce dessin est purement interprétatif ; ni le flanc vertical, ni le flanc normal de ce synclinal ne sont visibles et les pendages les plus forts que l'on observe dans la série renversée sont de l'ordre de 30°.

D'ailleurs l'hypothèse de ce synclinal couché suppose que la « faille de Senan » soit subverticale ; or, nous avons vu que ceci est loin d'être démontré. Rien ne vient donc appuyer l'hypothèse du synclinal couché.

b) *La structure de détail du Grand Pic.*

On voit sur les coupes de la figure 166 comment nous interprétons la structure du Grand Pic et de son massif acolyte, celui d'Aïn Sour. Il s'agit en somme d'une vaste unité de recouvrement constituée de terrains toujours renversés ; cette unité se résoud dans le détail en un certain nombre de compartiments reposant les uns sur les autres ; le compartiment le plus élevé et le plus important est celui du Grand Pic ; il repose au S sur celui d'Aïn Sour qui se divise vraisemblablement lui-même en deux lames séparées par un contact anormal jalonné de Trias. C'est peut-être à ce compartiment d'Aïn Sour qu'il faut rattacher celui qui, sur le flanc W est constitué de Néocomien et d'Albien renversés. Le Trias, enfin, qui se trouve au milieu du Néocomien du versant NW du Grand Pic jalonne peut-être, lui aussi, un contact anormal peu incliné subdivisant le panneau du Grand Pic.

c) *Le substratum de l'unité de recouvrement du Grand Pic.*

Au NW, la série du Grand Pic repose sur le flanc S du bombement anticlinal du Rokba ; il est de plus extrêmement vraisemblable qu'elle se prolongeait par-dessus les lames miocènes, éocènes et crétacées qui recouvrent l'anticlinal du Rokba. Elle se trouve donc dans une position structurale tout à fait analogue

à celle de la lame jurassique du Djebel Aïn el Hadjela dont la mise en place s'est produite après le Miocène inférieur.

d) *Rapport entre le Grand Pic et les extrusions.*

La surface de contact anormal de base est dominée par les extrusions de la Sra Sidi Abd el Kader et du Djebel Belkairat. Il est possible d'expliquer cette disposition en supposant que les extrusions se sont mises en place après l'arrivée de l'unité du Grand Pic.

e) *Le problème du Sénonien situé entre le Djebel Belkairat et le Grand Pic.*

C'est M. Dalloni qui parla le premier de ce Sénonien (1936, p. 35). L. Calembert ne le retrouva pas. Les affleurements de Sénonien sont pourtant très nets aux environs du col de Roubia¹ (en $x = 285,7$, $y = 404,2$ et $x = 285,8$ $y = 404,7$) où ils ont d'ailleurs pu être datés par la microfaune.

L'interprétation de ce Sénonien reste cependant difficile ; peut-être s'agit-il d'une lame crétacée qui sépare le compartiment jurassique du Grand Pic de celui d'Aïn Sour ? Il serait donc coïncé sous du Jurassique, comme cela se passe pour le lambeau du Djebel Aïn el Hadjela. D'après les faciès, il pourrait également s'agir d'une lame supérieure (B_3) de la nappe B coïncée sous du Jurassique du complexe A on ne sait par quel mécanisme.

Mais comme les contacts sont cachés sous les éboulis, il est impossible d'affirmer quoi que ce soit.

c) *Interprétation générale du massif culminant.*

Il s'agit à grande échelle d'un bombement qui fait apparaître les termes les plus inférieurs du complexe A. On y rencontre :

- de vastes étendues de Crétacé inférieur et moyen. On remarque que ce Crétacé repose parfois anormalement sur le Jurassique des extrusions ; sa structure peut être simple, comme par exemple au S de la Sra Sidi Abd el Kader (fig. 160) ; ailleurs elle est extrêmement complexe et il faut admettre l'existence d'importants recouvrements ; ailleurs encore, du Trias vient capricieusement traverser le flysch crétacé (par exemple au S du Djebel Belkairat) sans qu'il soit possible ni d'affirmer que ce Trias jalonne des contacts anormaux sillonnant le flysch, ni de nier catégoriquement l'hypothèse diapir ;
- des extrusions qui font apparaître çà et là, au sein du Crétacé, son substratum jurassique ;
- des lambeaux de Jurassique qui flottent sur le Crétacé ou y sont inclus.

1. Ils ont été cartographiés par L. Calembert en Trias, Jurassique et Albo-Aptien.

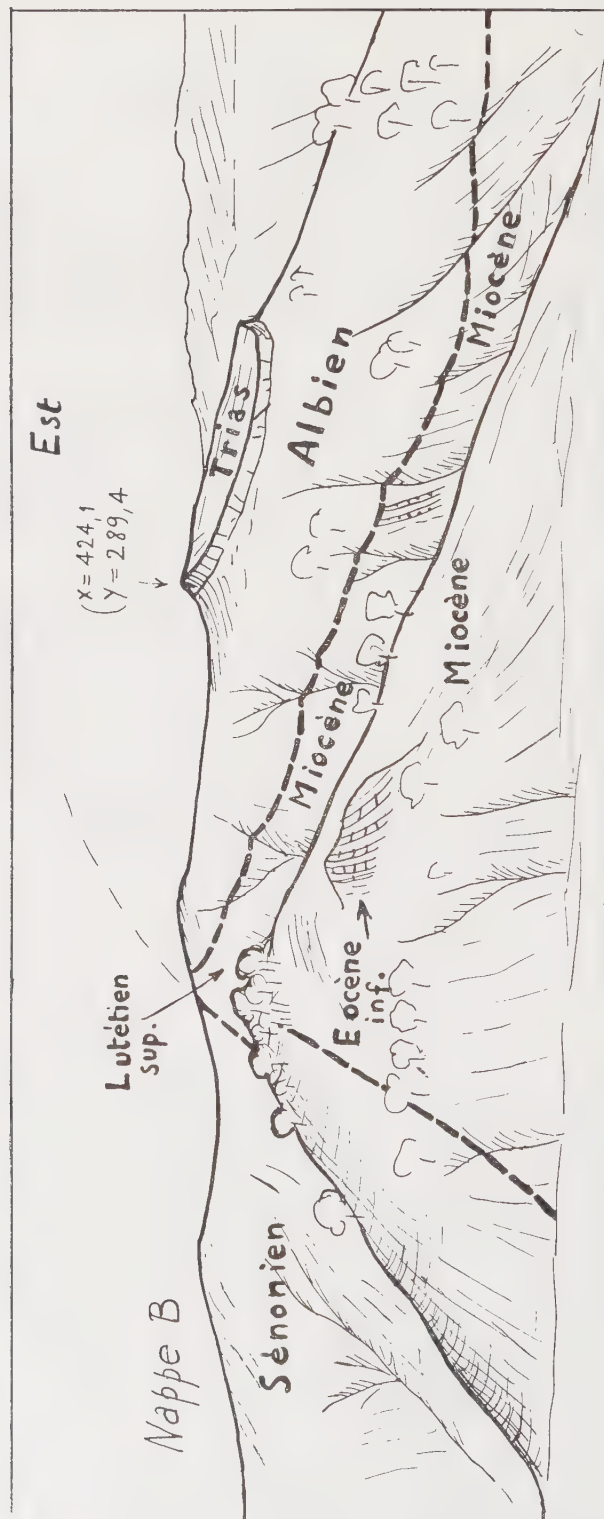


FIG. 169. — Complications structurales visibles au S du Souk el Tnin (f. El Meddad).
Voir sur la fig. 172A l'emplacement approximatif de cette zone tectonique.

Le massif culminant pose un certain nombre de problèmes :

1° *Pourquoi est-ce la seule région du complexe A où l'on rencontre des lambeaux de Jurassique ?*

Une bonne explication peut être trouvée : le massif culminant est en effet la seule région de l'Ouarsenis où l'Albien soit transgressif sur le Jurassique et le Néocomien. La couverture est donc beaucoup moins épaisse que partout ailleurs (il manque plus de 1000 m de Barrémo-Aptien) ; or il est tout à fait normal que le Jurassique apparaisse précisément là où la couverture post-jurassique est la moins épaisse.

2° *Les masses les plus enracinées du massif culminant doivent-elles être rattachées à de l'autochtone ou au complexe A ?*

Le style extrusif du massif culminant implique un rétrécissement notable de la couverture secondaire ; comme celle-ci est séparée du socle primaire par le Trias gypso-salin, elle est nécessairement décollée au niveau du Trias. On n'est donc certainement pas en présence d'un autochtone vrai ; peut-être l'amplitude du décollement est-elle faible, dans ce cas le massif culminant serait para-autochtone.

Comme nous ne possédons aucune donnée permettant d'apprécier le déplacement de la couverture, nous sommes donc autorisés à ranger le massif culminant dans le complexe A ; par définition, cette dernière peut en effet englober aussi bien du para-autochtone que de l'allochtone.

6) A PROPOS DE QUELQUES ZONES COMPLEXES INTERMÉDIAIRES ENTRE LE COMPLEXE A ET LA NAPPE B

On rencontre, sur une partie des feuilles de Bourbaki et d'El Meddad, des zones à tectonique extraordinairement complexe. Stratigraphiquement et structuralement, elles se situent en gros entre le complexe A et la nappe B, mais il n'est généralement pas possible de savoir s'il faut les rattacher à l'une ou à l'autre de ces unités tectoniques.

Faute de pouvoir leur assigner une place bien nette dans notre classification, nous nous contenterons de décrire rapidement ces entités structurales en soulignant au passage les problèmes qu'elles soulèvent.

Examinons les coupes de la figure 172.

Sur la figure 172 a, nous voyons une lame de la nappe B reposer, par l'intermédiaire d'une surface de contact anormal 1, sur un substratum hétérogène ; cette lame est essentiellement constituée

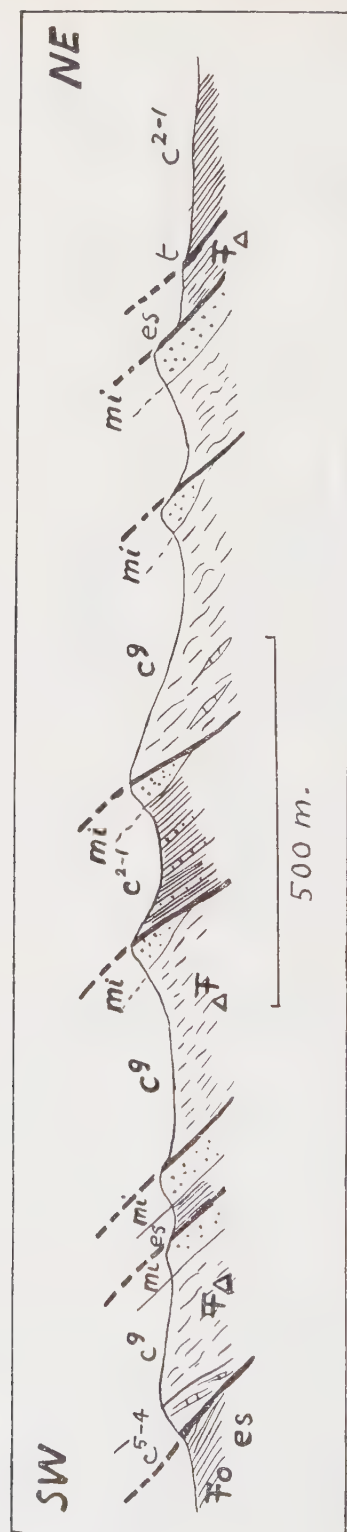


FIG. 170. — Coupe relevée le long de l'Oued el Djir (f. d'El Meddad) ; début de la coupe vers X — 417, 5, Y = 284, 0. La zone tectonique correspondante est marquée sur la fig. 172 B. t : Trias ; C2-1 : Albien ; C5-4 : Cénomanien ; C9 : Sénonien ; es : Eocène supérieur ; mi : Miocène inférieur.

de Sénonien et d'Éocène ; au N elle repose nettement sur le complexe A qui est ici formé de Crétacé inférieur et moyen très tectonisé ; au S elle repose également sur du Crétacé inférieur et moyen, mais ce dernier englobe des lambeaux de Miocène et d'Éocène inférieur (fig. 169) ; on peut donc se demander, en raison de l'apparition au sein de ce Crétacé d'éléments tertiaires, si l'on est en présence d'un lambeau du complexe A ou de la nappe B.

Si on se déplace vers l'W (fig. 170 b), on remarque que le prolongement latéral de ce mélange de Crétacé et d'un peu de Tertiaire repose par l'intermédiaire du contact 2 sur un empilement très compliqué de lames, où le Miocène et l'Éocène deviennent très abondants, où il y a donc beaucoup de Tertiaire et moins de Crétacé. Les figures 170 et 171 en donnent des exemples précis.

En raison de cette proportion, il semble que l'on soit là en présence d'un lambeau de la nappe B, mais il faudrait alors ranger dans la même nappe B le Crétacé (ne contenant que peu de Tertiaire) de la figure 172 a.

Les critères définis plus haut, à savoir que la nappe B contient beaucoup de Tertiaire et le complexe A très peu, ne doivent donc pas être appliqués aveuglément. Seuls ils ne sont pas valables.

Enfin, si l'on examine la fig. 172 c, on constate que le Crétacé situé entre les contacts anormaux 1 et 2 fait place *latéralement* à du Sénonien-Éocène.

Une unité tectonique peut donc « passer latéralement » à une autre unité de matériel tout différent. La seule composition d'une unité ne doit donc pas être prise comme critère unique.

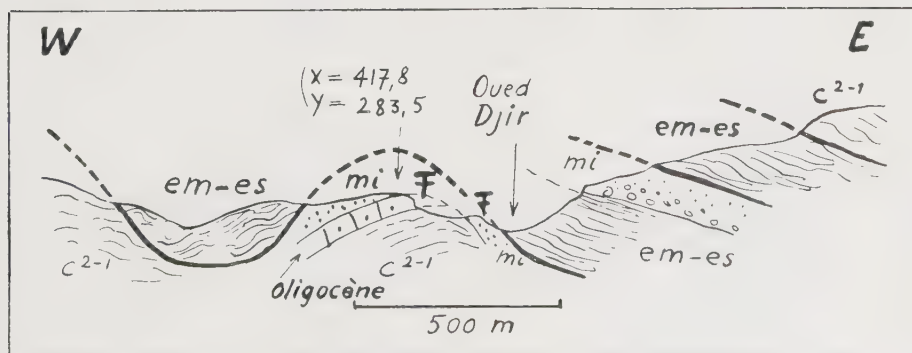


FIG. 171. — Détail structural relevé le long de l'Oued Djir (f. d'El Meddad).
C2-1 : Albien ; em-es : Éocène moyen et supérieur ; ol : Oligocène ; mi : Miocène inférieur.

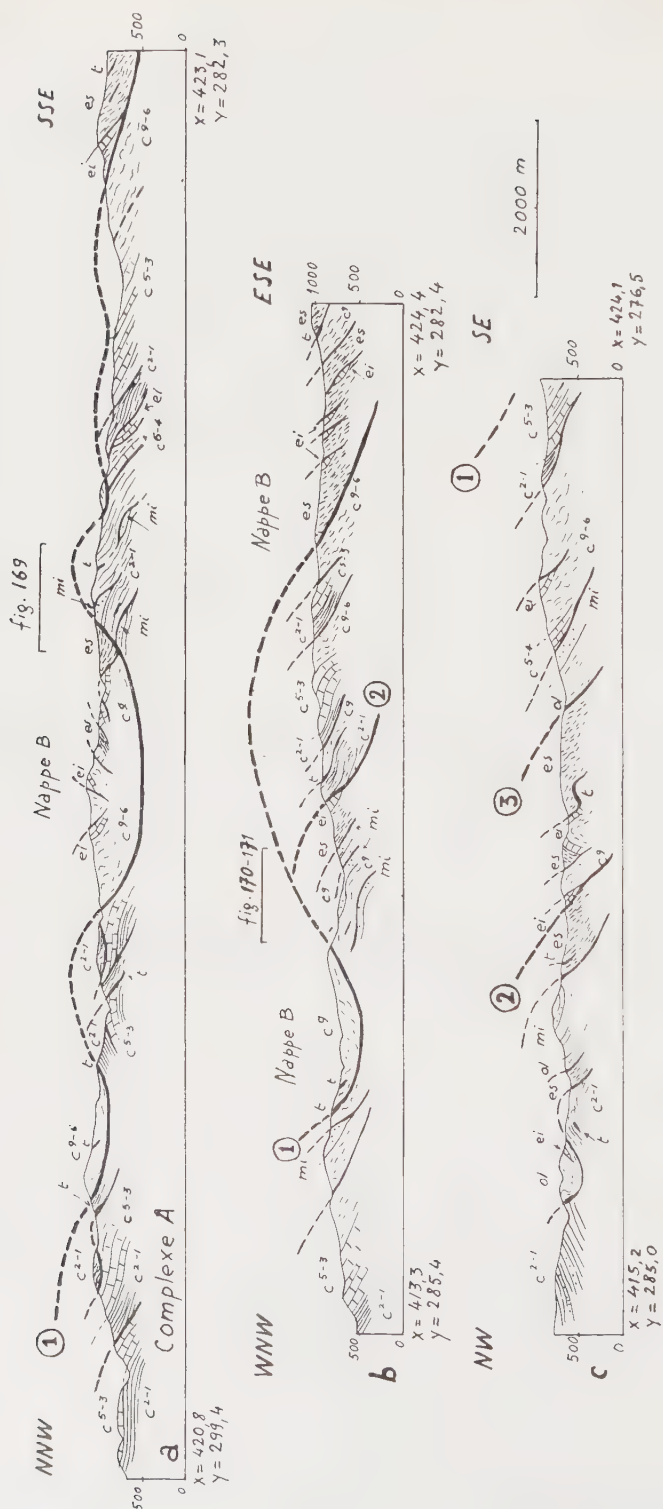


FIG. 172. — Coupes du contact complexe A — Nappe B sur la feuille d'El Meddad. Les n^{os} renvoient au texte. t : Trias ; C2-1 : Albien ; C5-3 : Albien supérieur-Cénomanien ; C9-6 : Sénouien ; ei : Eocène inférieur ; em-es : Eocène moyen et supérieur ; ol : Oligocène ; mi : Miocène inférieur.

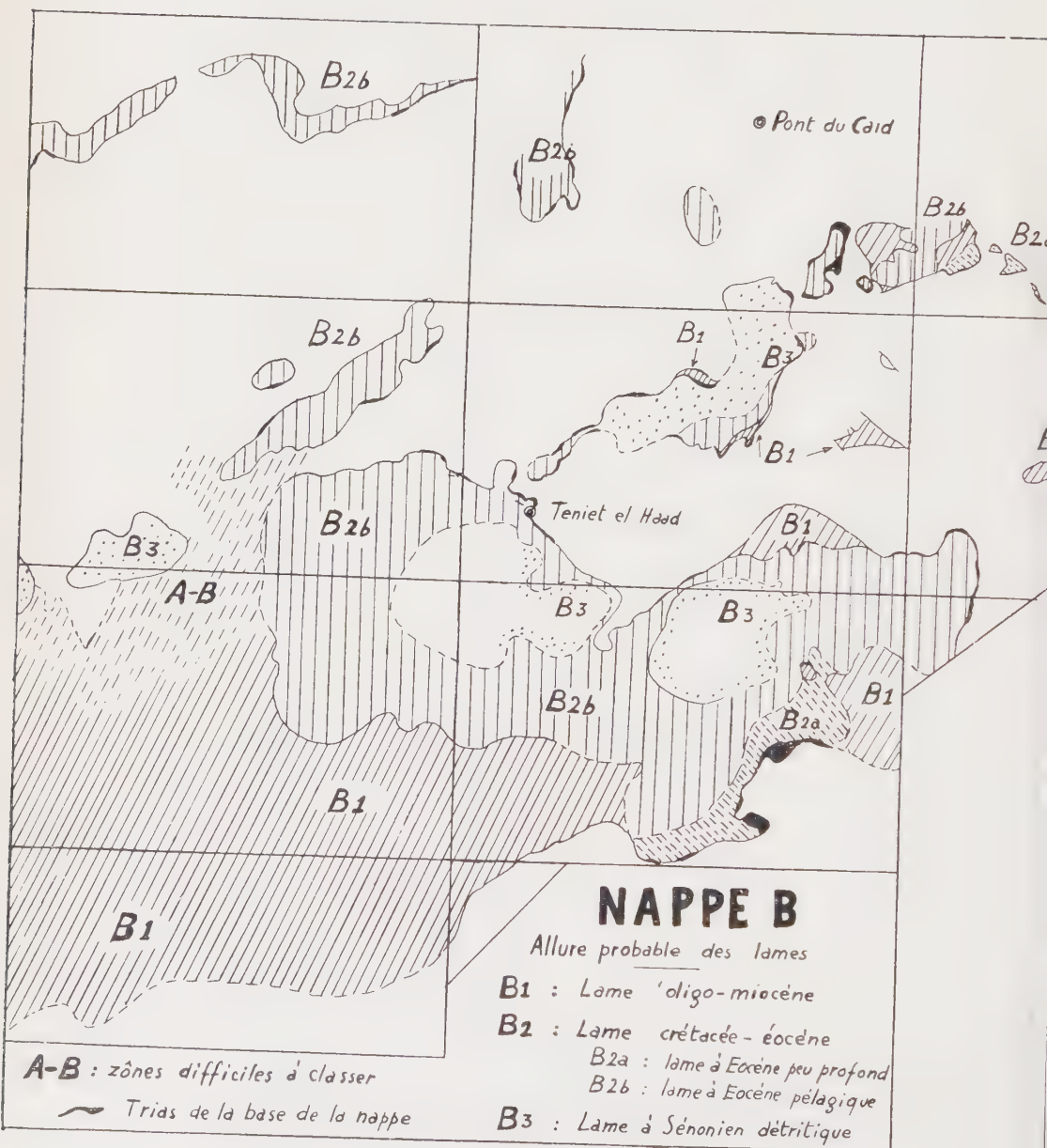


Fig. 173

LA NAPPE B

La plus grande partie du Crétacé supérieur et du Tertiaire qui affleure dans le Tell méridional appartient à la nappe B. Celle-ci est formée de terrains essentiellement marneux, souvent très ravinés ; ils contrastent fortement avec le flysch crétacé du complexe A sous-jacent et avec les grès numidiens massifs de la nappe C qui les surmontent.

On remarque facilement que tous ces terrains, sillonnés de Trias, sont très disloqués.

La complexité tectonique est souvent admirablement soulignée par l'allure désordonnée des calcaires de l'Éocène inférieur qui sont toujours bien visibles grâce à leur patine blanche.

Tout ce que nous rangeons actuellement dans la nappe B avait antérieurement été considéré comme autochtone. Il importait donc de rappeler les preuves de la notion d'allochtone et d'entreprendre une description détaillée ; celle-ci nous permettra de tirer quelques conclusions générales.

A. DÉFINITION

La nappe B repose tantôt sur l'autochtone, tantôt sur le complexe A ; elle est caractérisée

a) stratigraphiquement par :

- la présence d'Oligocène à faciès « Boghari »,
- l'existence d'Éocène inférieur, moyen et supérieur remarquables par la diversité de leurs faciès,
- l'abondance de Crétacé supérieur de nature essentiellement marneuse ;
- l'absence, mis à part le Trias et ses éléments exotiques, d'éléments anté-albiens ;

b) structuralement par :

- sa tectonique souvent chaotique et incohérente, se résolvant en lames empilées isoclinalement dans un ordre stratigraphique quelconque ;
- l'abondance de Trias le long des contacts anormaux (tant à la base qu'à l'intérieur de la nappe) et la nature essentiellement gypseuse de ce Trias.

B. LES PREUVES DE L'EXISTENCE DE LA NAPPE B

Le raisonnement qui nous a amené aux interprétations nappistes dans l'introduction tectonique (« sur la nécessité des charriages », p. 341) s'applique surtout à la nappe B ; le lecteur voudra bien s'y reporter. Rappelons-en l'essentiel : l'existence de la nappe B est appuyée en particulier sur :

1) DES ARGUMENTS STRUCTURAUX

- la structure de la nappe B est infiniment complexe alors que celle de l'autochtone est très simple ;
- la nappe B est sillonnée de Trias alors que l'autochtone n'en contient jamais ;
- *lorsque le contact entre la nappe B et l'autochtone est visible, on constate que cette nappe repose toujours, si l'on ramène le Miocène à l'horizontale, sur ce Miocène inférieur. Si B était autochtone il devrait donc être affecté de plis en éventail, déversés dans toutes les directions de l'espace, et offrant des formes incohérentes.*

2) DES ARGUMENTS STRATIGRAPHIQUES

- on trouve dans la nappe B des faciès différents de ceux de l'autochtone ; c'est essentiellement le cas du Miocène, du Crétacé moyen et supérieur, de l'Albien (voir les chapitres correspondants) ;
- on trouve dans la nappe B des terrains qui ne sont pas connus dans l'autochtone ; c'est le cas de l'Oligocène et de l'Éocène.

Les arguments stratigraphiques et structuraux s'accordent donc pour appuyer l'hypothèse « nappe ». Aucun argument ne milite par contre en faveur de l'autochtonie des terrains de B.

C. LA LIMITE INFÉRIEURE DE LA NAPPE B

1) LORSQUE LA NAPPE B REPOSE SUR LE MIOCÈNE INFÉRIEUR

Bien souvent, la nappe B repose directement sur le Miocène inférieur (de l'autochtone ou du complexe A). Lorsque sa base est constituée de terrains crétacés, le contact anormal de base est très net puisqu'il s'agit d'un contact Miocène-Crétacé; ce contact peut alors aisément être suivi sur le terrain, d'autant plus facilement que du Trias le jalonne habituellement.

La seule allure, souvent très plate, du contact Crétacé-Miocène exclut évidemment l'hypothèse autochtoniste. L'allure du Trias qui jalonne ce contact est tout aussi démonstrative; elle est incompatible avec l'hypothèse diapir.

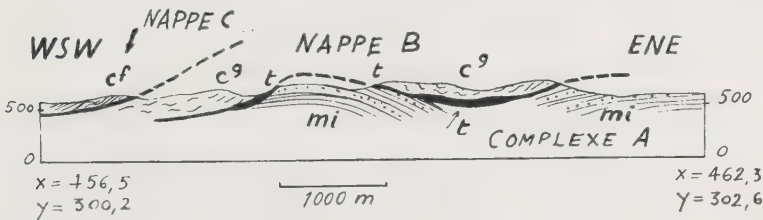


FIG. 174. — Allure du Trias de base de la nappe B dans le massif des Matmatas.
t : Trias ; Cf : Crétacé à faciès flysch ; C9 : Sénonien ; mi : Miocène inférieur.

Un exemple de Trias basal particulièrement net est celui que l'on observe à la limite des f. de Teniet el Haad et de Taine, vers $x = 450$, $y = 280$ (fig. 175). Le gypse triasique forme un beau banc incliné à 45° environ; il a quelques mètres de puissance et sépare le Miocène autochtone du Sénonien de la nappe B.

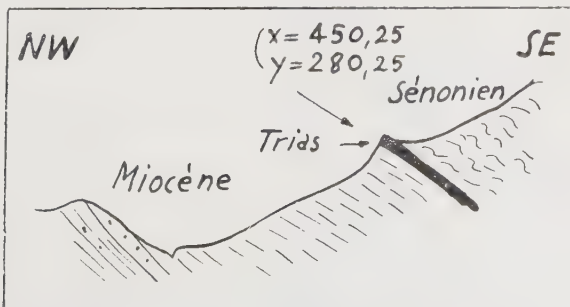


FIG. 175. — Coupe du contact autochtone — Nappe B
à la limite des f. de Taine et de Teniet el Haad.

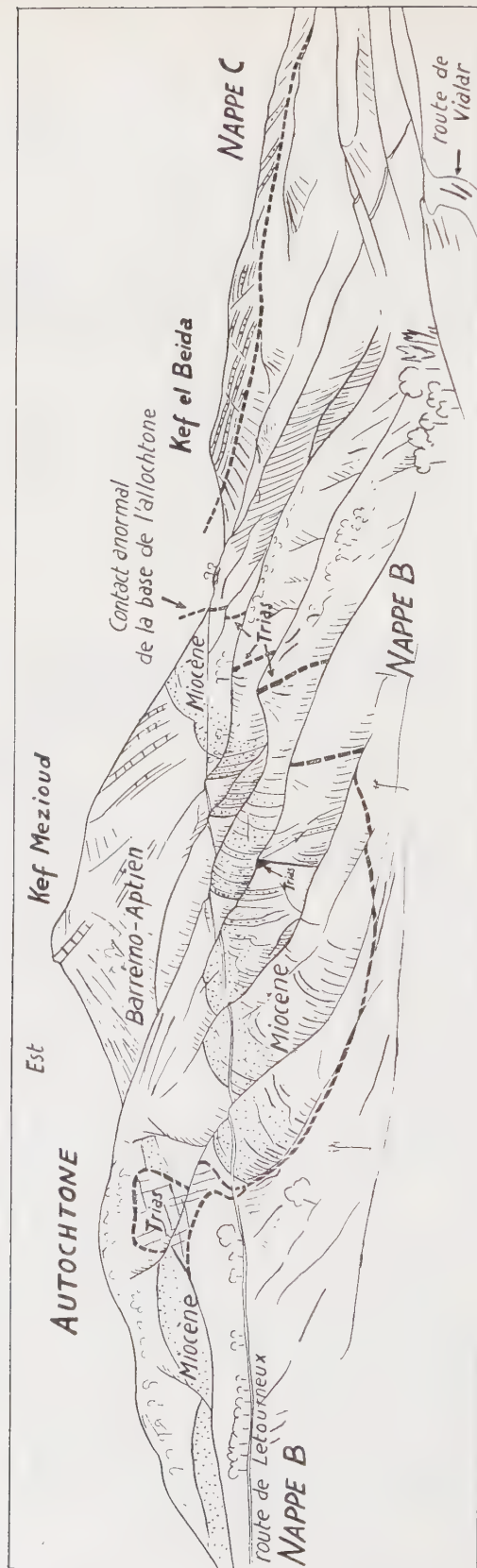


Fig. 176. — Allure du contact autochtone — Nappe B aux environs de Teniet el Haad ;
vue prise de $x = 439, 65$, $y = 284, 65$ au bord de la route nationale.

De nombreux autres exemples, aussi démonstratifs, sont visibles aux environs de Teniet el Haad (voir carte géol. au 1/50.000 et fig. 176) sur le flanc N du massif autochtone du Djebel Rhiles (fig. 179), sur le flanc NW du massif de Tighzert (fig. 139), dans le coin SW de la f. de Letourneux, dans le coin SE de la f. de Pont du Caïd (fig. 174).

Ces lames de Trias basal sont quelquefois redressées ; elles arrivent même à être verticales (fig. 139 et 176) ; elles se présentent alors comme des diapirs ; mais l'hypothèse diapir ne résiste pas longtemps à l'examen des faits. Lorsque les lames triasiques sont verticales, le Miocène autochtone voisin présente en effet toujours le même pendage ; il est donc logique de supposer que les lames de Trias étaient originellement voisines de l'horizontale et qu'elles n'ont été redressées que postérieurement, grâce aux mouvements post-nappe de l'autochtone qui ont redressé à la fois le Miocène et le contact anormal à Trias.

Le contact anormal de base est moins net lorsque la base de la nappe B est constituée de terrains oligocènes et miocènes, car dans ce cas on ne trouve pas de Trias basal (fig. 177).

Lorsque du Miocène autochtone est recouvert par du Miocène allochtone, il peut être très difficile de déceler le contact anormal de base surtout lorsque les deux Miocènes sont marneux. Le seul argument utilisable est alors d'ordre structural : la tectonique de l'autochtone est toujours très simple alors que celle de l'allochtone est très souvent compliquée ; le contact autochtone-allochtone se trouve donc à la limite des deux domaines (fig. 180). Mais cette règle n'est plus utilisable lorsque le Miocène allochtone offre lui aussi une structure simple ; ce cas se présente sur la feuille de Vialar. Le contact autochtone-allochtone ne peut dans ce cas être localisé sur le terrain ; ce n'est qu'à grande échelle qu'il apparaît.

2) LORSQUE LA NAPPE B REPOSE SUR UN SUBSTRATUM CRÉTACÉ (AUTOCHTONE OU COMPLEXE A)

Le contact anormal de base est alors intra-crétacé et il est souvent difficile de le mettre en évidence, surtout lorsque des niveaux de même âge sont superposés. Cependant le contact anormal de la base de la nappe B se remarque souvent parce qu'il s'accompagne d'une suppression d'une partie de la série crétacée et parce que cette lacune tectonique se suit sur de grandes distances. Ainsi le Sénonien repose très souvent directement sur l'Albien

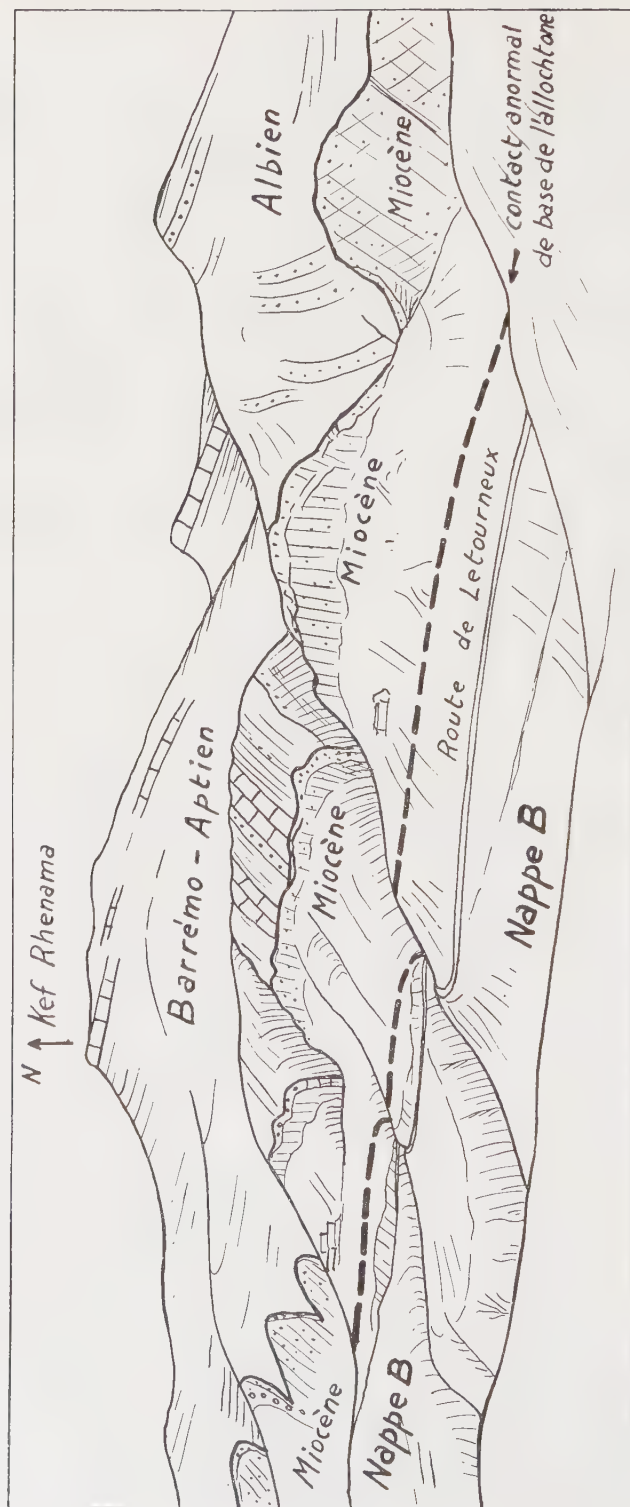


FIG. 177. — Le contact autochtone — Allochtone à la sortie E de Trolard Taza. Noter dans l'autochtone la discordance angulaire du Miocène discordant sur le Barremo-Aptien ; le contact anormal de base de la nappe B est vertical, tout comme le Miocène sous-jacent.

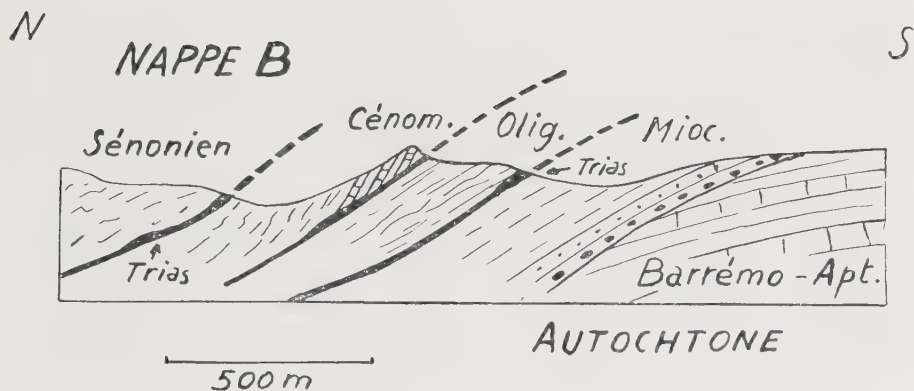
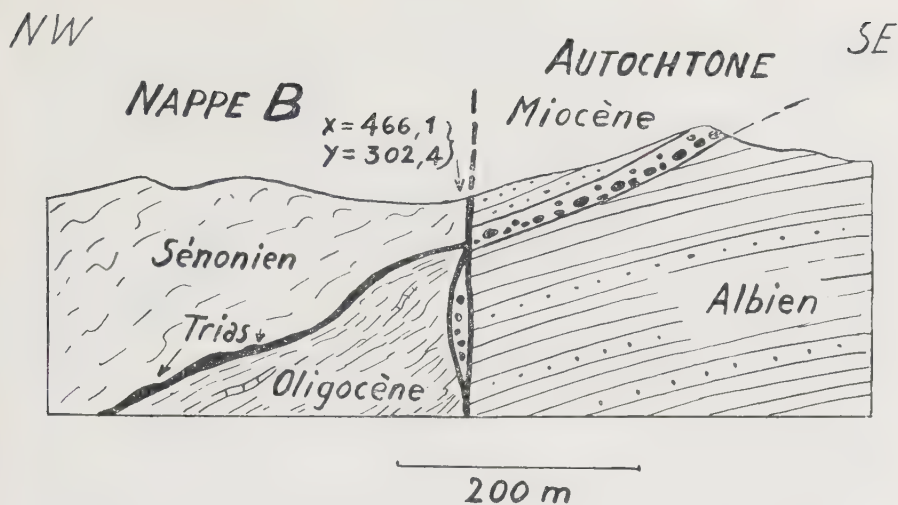


FIG. 178. — Deux exemples de contacts autochtone — Nappe B.
Le ressaut cénomanien de la figure inférieure se trouve en $x = 455,5$ $y = 291,8$.

ou le Cénomanien ; on pourrait en première approximation penser que ce Sénonien est transgressif sur les niveaux sous-jacents, mais cette interprétation ne résiste presque jamais à l'examen des faits ; il est généralement facile de prouver qu'il s'agit d'un contact mécanique, soit en raison des complications structurales qui le soulignent, soit parce que, à peu de distance du contact on peut relever des coupes complètes qui excluent l'hypothèse d'un Sénonien transgressif sur l'Albien.

La réalité du contact anormal est d'ailleurs souvent prouvée par la présence d'un banc irrégulier de Trias qui ne saurait être

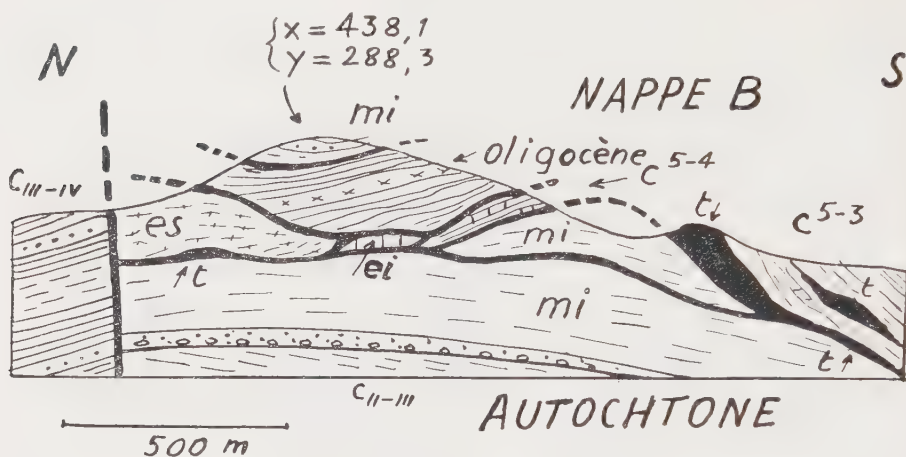


Fig. 179. — Le contact autochtone — nappe B au N de Teniet el Haad.

CIII-IV : Néocomien ; CII-III : Barrémo-Aptien ; C5-3 : Albien supérieur-Cénomanién ; ei : Éocène inférieur ; es : Éocène supérieur ; ol : Oligocène ; mi : Miocène inférieur.

interprété en diapir en raison de sa faible puissance, de son allure filiforme, de son pendage fréquemment faible, et surtout de la constance avec laquelle il reste toujours à la limite de deux terrains d'âge différent. On remarquera sur la figure 173 quelques-uns de ces contacts à Trias.

Signalons enfin que, en particulier sur la feuille d'El Meddad, la limite entre le complexe A et la nappe B est difficile à placer, non parce qu'on ne peut mettre en évidence de contacts anormaux mais parce que, au contraire, on en remarque une multitude ; il est alors difficile de déceler le contact anormal majeur, d'autant plus que des phénomènes d'encapuchonnement ont pu venir compliquer le tout (voir plus loin, p. 436).

Pour simplifier l'exposé, nous dirons, dans ce cas, qu'il existe entre le complexe A et la nappe B une zone intermédiaire, plus ou moins importante ; ces régions d'interprétation délicate ont été figurées sur la figure 173. La limite entre le complexe A et la nappe B peut donc manquer de netteté ; soulignons cependant que cette imprécision ne saurait remettre en question les hypothèses nappistes adoptées puisque notre indécision est due au trop grand nombre de contacts anormaux.

D. LES SUBDIVISIONS DE LA NAPPE B

La nappe B n'est simple ni au point de vue structural, ni au point de vue stratigraphique. Sa structure est très variée ; on relève généralement une multitude de contacts anormaux très plats,

mais leur fréquence et leur importance sont variables ; parfois de vastes compartiments sont restés très tranquilles et ne laisse pas soupçonner leur rabotage basal ; parfois les contacts anormaux sont extraordinairement fréquents et provoquent un mélange incohérent de terrains crétacés et tertiaires.

On rencontre dans la nappe B plusieurs séries stratigraphiques qui peuvent offrir de notables différences de faciès ; ces séries sont toujours séparées par des contacts anormaux ; elles se présentent cependant toujours dans des situations tectoniques comparables.

C'est grâce à elles qu'il nous a été possible de subdiviser la nappe B en plusieurs lames, chaque lame étant encadrée par des contacts anormaux et caractérisée par un faciès particulier. La tectonique seule n'eût pas permis ce découpage en raison du trop grand nombre de contacts anormaux parmi lesquels il est difficile de faire un choix ; soulignons cependant que les distinctions de faciès évoquées ne sont pas toujours très franches ; les limites de lames perdent donc de leur netteté ; il est parfois nécessaire de s'en tenir aux seuls arguments structuraux, ce qui n'est évidemment qu'un pis-aller.

Quoi qu'il en soit, le découpage en lames est généralement aisé sur une même coupe transversale ; ce n'est que lorsqu'on raisonne à l'échelle du massif tout entier que le découpage devient délicat, une lame perdant souvent de sa netteté si l'on se déplace latéralement vers l'E ou l'W. L'explication d'une telle modification est simple ; les dépôts de la nappe B se déposèrent dans un sillon d'orientation E-W (voir chapitre paléogéographie) ; or dans un tel sillon les variations de faciès étaient évidemment beaucoup plus rapides et nettes suivant une direction N-S, perpendiculaire au sillon, que suivant une direction E-W. On comprend donc que c'est sur une coupe N-S que le découpage en lames est le plus facile ; on comprend aussi que, si une variation de faciès E-W se superpose à une variation N-S, deux coupes faites dans des régions éloignées l'une de l'autre ne pourront plus être raccordées. Il est normal par conséquent que le découpage en lames ne puisse pas se faire partout de la même façon ; c'est le contraire qui serait étonnant.

Les différentes lames de la nappe B ne peuvent donc être bien individualisées, que lorsqu'on a à sa disposition, à la fois des arguments structuraux et des arguments stratigraphiques ; lorsque l'un de ces deux éléments arrive à manquer, il devient possible de discuter. Mais ce n'est pas pour autant que le découpage en lames doive être mis en doute ; les arguments généraux subsistent toujours et ce n'est pas le grand nombre de contacts anormaux,

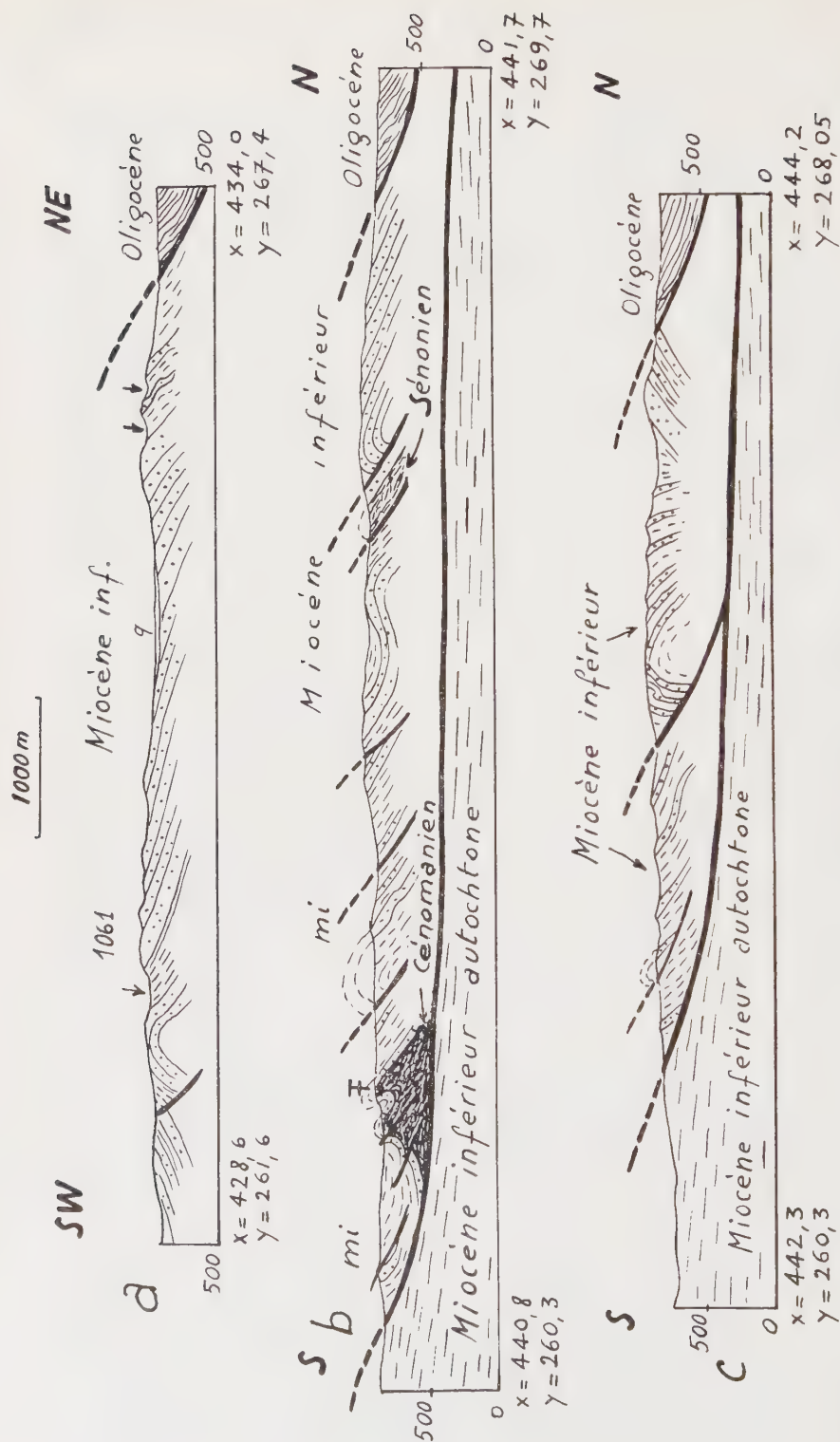


Fig. 180. — Allure de la partie inférieure de la Nappe B (lame B1) aux environs de Taine — Bourbaki.

parmi lesquels il est difficile de déceler le contact majeur, qui doit nous en faire douter.

En tenant compte de toutes ces restrictions, nous proposons de subdiviser la nappe B en trois lames.

1) LA LAME OLIGO-MIOCÈNE OU B₁

Nous rangeons dans cette unité les terrains essentiellement constitués d'Oligocène à faciès « Boghari » et de Miocène, qui fournissent une semelle de puissance variable aux terrains crétacés de la nappe B.

La réalité de cette unité s'impose, au moins pour la partie orientale du territoire étudié, en raison de la situation constante et générale de cet Oligo-Miocène, sous le Crétacé (fig. 173). C'est en outre une unité importante et non locale, car nous pouvons la suivre, non seulement d'W en E, sur plus de 60 km (dans la partie méridionale du territoire), mais encore du S au N sur près de 50 km dans la partie orientale. Toute une série d'arguments nous autorise donc à parler d'une lame Oligo-Miocène B₁.

J. Polvéche enfin, a récemment mis en évidence (1956b), à l'W de notre région et également à la base d'un édifice allochtone comparable à notre nappe B, une nappe de glissement à matériel oligo-miocène ; or celle-ci se raccorde parfaitement à l'W de Vialar, à la lame oligo-miocène que nous venons de définir.

a) Allure générale.

Cette unité offre une puissance et une répartition très irrégulières, car elle ne forme qu'un liseré discontinu à la base de la nappe B ; son épaisseur, souvent très forte, se réduit quelquefois rapidement pour disparaître complètement sur de vastes territoires.

La lame B₁ a donc une allure lenticulaire ; ce caractère s'accroît vers l'W où l'on ne la rencontre pratiquement qu'au front méridional de l'allochtone.

Dans ces régions occidentales, l'unité perd en outre la netteté qu'elle offrait plus à l'E. Au milieu de l'Oligo-Miocène viennent en effet s'intercaler des lambeaux de plus en plus nombreux de Crétacé. Tout se passe comme si la partie supérieure de B₁ passait latéralement à une unité essentiellement composée de Crétacé ; on se heurte donc aux difficultés évoquées ci-dessus ; la définition donnée n'est plus valable. Il existe donc des zones d'interprétation délicate.

b) Complexité tectonique.

Lorsque B₁ est essentiellement constituée de marnes, comme dans la partie E de la région, on n'observe aucune particularité structurale notable. Mais lorsque B₁ est constituée de matériel hétérogène (marnes et grès), on voit apparaître une multitude de contacts anormaux et de nombreuses complications de détail ; ce sont ces aspects qui donnent à une partie de la bordure sud-tellienne son aspect incohérent souligné par l'allure désordonnée de chaînons de grès miocènes.

Les coupes des figures 180 et 181 donnent l'allure générale de cette tectonique.

On remarque que le style est essentiellement isoclinal ; on est en présence de lames empilées les unes sur les autres ; les contacts anormaux qui les séparent sont toujours inclinés, souvent très faiblement, vers le N.

A ce premier caractère général, s'ajoute l'absence presque totale de Trias dans la partie la plus méridionale de l'unité (région de Vialar-Taine-Bourbaki) ; sur près de 300 km², le seul affleurement est celui qui apparaît au milieu de l'Oligocène, à 5 km au NE de Vialar. Le Trias ne devient fréquent le long des contacts anormaux que dans le SW de la feuille de Bourbaki, dans une région où d'ailleurs l'unité oligo-miocène perd sa netteté avec l'apparition de nombreux éléments crétacés.

Dans le détail, la structure isoclinale générale montre une grande diversité ; on rencontre successivement :

Le style isoclinal pur, sans charnière visible.

Très net à l'W de Vialar (S de la fig. 79) ou au Kef Irhoud (fig. 81), aux environs mêmes de Vialar, il s'accompagne d'un *rabotage basal* qui affecte un vaste panneau de grès miocène (fig. 182 et 183) ; la réalité de ce rabotage se dégage du simple examen de l'allure des bancs de grès ; on les voit en effet s'arrêter contre une limite sinueuse qui ne saurait être interprétée en faille.

Un rabotage basal encore plus grandiose s'observe au N de Vialar, où il affecte la très vaste série monoclinale d'Oligocène essentiellement marneuse du Douar Beizid (fig. 77).

Nous avons admis qu'il s'agissait d'un compartiment monoclinale d'Oligocène reposant anormalement sur un substratum crétacé, et non transgressif sur ce dernier, pour les raisons suivantes :

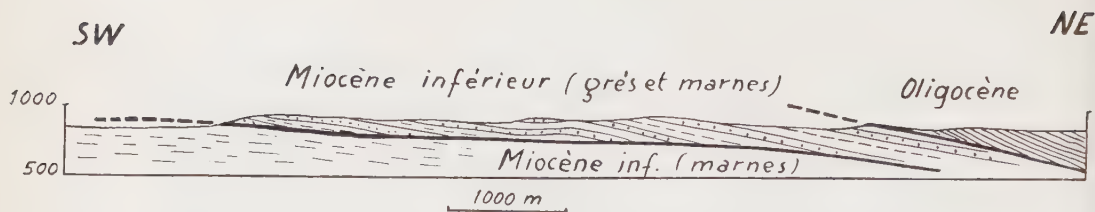


FIG. 182. — Coupe de la série monoclinale miocène de Vialar (voir fig. 183).

a) Sur les flancs W et S de la série monoclinale, on trouve à la base de l'Oligocène (et localement à la base de l'Éocène supérieur qui se trouve çà et là sous l'Oligocène) des lambeaux de Trias. Celui-ci ne peut être interprété en diapir car la surface de base qu'il jalonne est peu inclinée. Le Trias souligne donc une surface de contact anormal.

b) Sur le flanc SE de la série monoclinale, on observe, à l'occasion de vallées perpendiculaires au contact [Oligocène-Crétacé, en $x = 421,5$ $y = 265,8$ et en $x = 421,5$ $y = 267$, que la limite de l'Oligocène ne correspond pas à une faille NE-SW, mais à une surface de contact anormal inclinée vers le NW, sur laquelle reposent par la tranche les bancs redressés de l'Oligocène gréseux.

c) Le prolongement oriental de cet Oligocène repose également, dans la région du Kef Irhoud, sur le Miocène inférieur, par l'intermédiaire d'une surface de contact anormal peu inclinée.

Le style en écailles, avec apparition de structures anticlinales et synclinales.

On peut facilement étudier de tels exemples dans la région de Taine et de Bourbaki (fig. 180). Les grosses masses de grès miocènes y dessinent des anticlinaux apparemment assez simples. C'est le cas de l'anticlinal qui apparaît à Bourbaki même et se prolonge au S de Taine ; mais on remarque rapidement qu'il s'agit d'anticlinaux complexes, généralement déversés au S, où ils sont toujours limités par un contact anormal plus ou moins incliné ; signalons qu'ils sont en outre découpés ou limités par des décrochements N-S.

Lorsque le matériel gréseux se charge d'intercalations marneuses, on voit apparaître de multiples complications souvent indéchiffrables, comme par exemple dans le SW de la feuille de Taine.

Soulignons à ce propos que les grès du Miocène constituent un matériel très souple, qui peut être extraordinairement contourné (fig. 184 et 185).

2) LA LAME CRÉTACÉE-ÉOCÈNE, OU LAME B2

Nous qualifions de lame crétacée-éocène ou B₂, la partie essentiellement marneuse de la nappe B qui est constituée d'un mélange de terrains crétacés et éocènes, et qui ne contient que peu ou pas d'Oligo-Miocène.

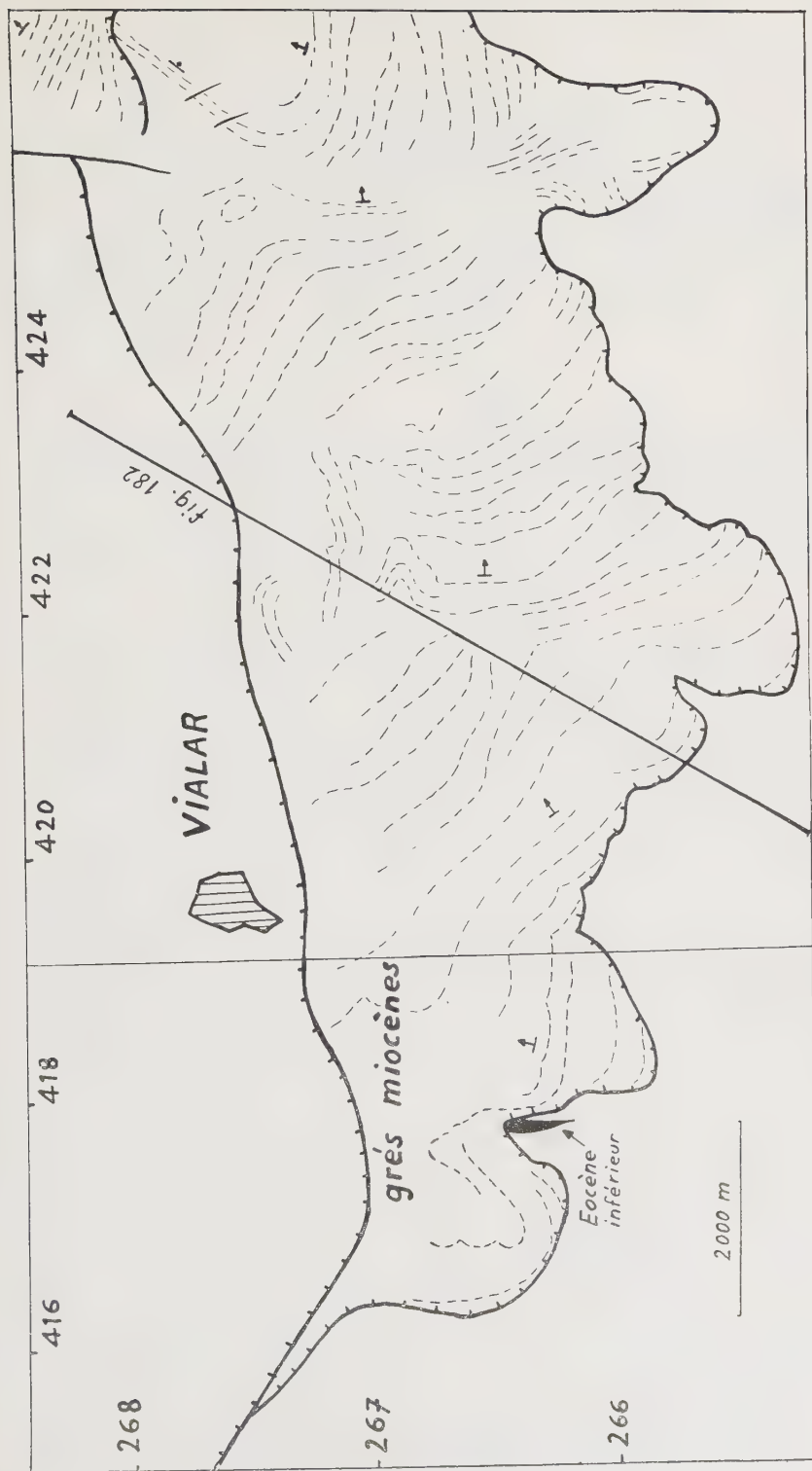


FIG. 183. — Carte schématique du monoclin miocène de Vialar.

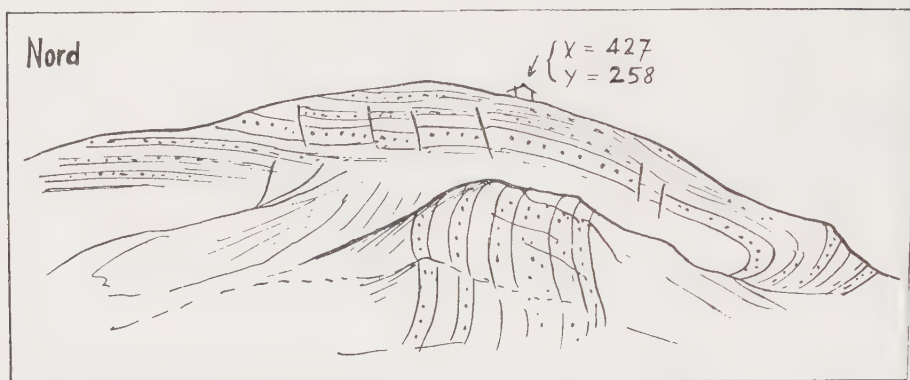


FIG. 184. — Anticlinal chevauchant affectant les grès miocènes sur le versant S du Djebel Oum el Bakrat (NE f. de Vialar) La barre verticale du premier plan est la même que celle qui forme les reliefs du fond.

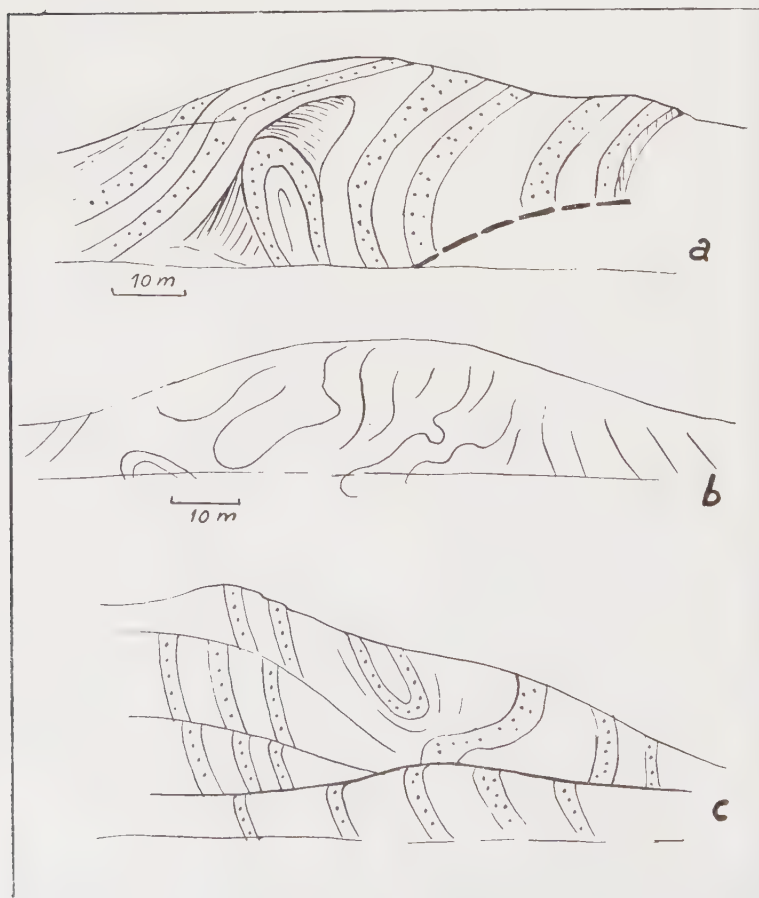


FIG. 185. — Exemples de replis à l'intérieur des grès miocènes des environs de Taine — Bourbaki (lame B1).

La réalité de cette unité s'impose par suite de sa fréquente position, soit sur le Miocène inférieur (de l'autochtone ou du complexe A), soit sur l'Oligo-Miocène (de B₁).

Sa constitution et son développement sont assez réguliers ; nous l'avons rencontrée depuis la bordure sud-tellienne jusque sous le Miocène du Chélif.

Le Trias y est abondant ; il jalonne les contacts anormaux (fig. 186).

a) Subdivisions.

Bien qu'il s'agisse déjà d'une subdivision de la nappe B, la lame B₂ est loin d'offrir une grande unité. Elle se résout en un empilement d'une multitude de lames peu épaisses, mais se suivant souvent sur de nombreux kilomètres ; l'agencement de ces lames varie toutefois rapidement d'E en W et du N au S ; ces lames n'ont donc habituellement qu'une valeur locale.

Ainsi, dans la région de Teniet el Haad, B₂ montre d'une façon constante : une partie inférieure constituée d'Albo-Cénomanién et une partie supérieure formée de Sénonien et d'Éocène. Mais cette disposition, visible sur plusieurs dizaines de km², ne se retrouve pas plus au Sud, où l'on rencontre au contraire des lames d'Albo-Cénomanién non plus sous, mais dans le Sénonien-Éocène.

Mais en s'appuyant à la fois sur des arguments structuraux et des arguments de faciès, on arrive à distinguer dans B₂ deux lames qui paraissent bien nettes dans la partie E du territoire. En effet, à très grande échelle, on remarque que dans B₂ les faciès de l'Éocène inférieur et moyen sont d'autant plus pélagiques qu'ils sont structuralement plus élevés ; à la base de B₂, on trouve souvent de l'Éocène inférieur grésoglaucconieux et du Lutétien à Thersités ; au sommet, l'Éocène inférieur est constitué de marno-calcaires blancs et le Lutétien de marnes noires pélagiques.

La lame B₂ se révèle donc être un empilement de lames secondaires au sein desquelles les faciès de l'Éocène varient à mesure que l'on s'élève dans la nappe. Cette disposition, qui dans la partie E du territoire se rencontre depuis la bordure sud-tellienne jusque sous le Miocène du Chélif — soit sur près de 50 km — et qui est par conséquent générale, ne peut être expliquée que par la tectonique.

Pour simplifier l'exposé, nous n'avons distingué à l'intérieur de B₂ que deux lames secondaires définies chacune par un groupe de faciès.

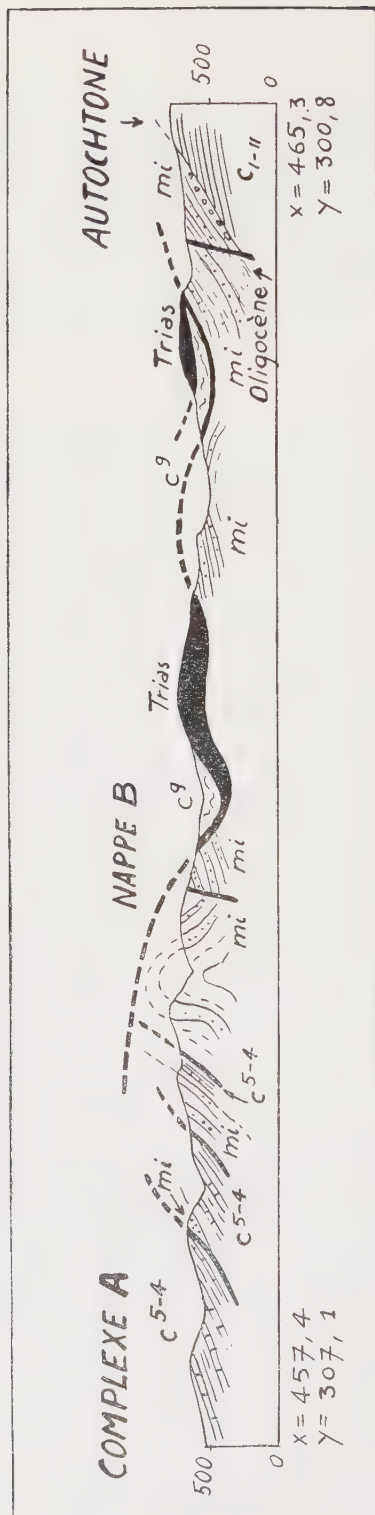


Fig. 186. — Coupe de la région des Matmatas montrant l'allure de la nappe B (tame B2) et de son Trias basal. C1-II : Clansayesen-Aptien ; C5-4 : Cénomanién ; C9 : Sénonien ; mi : Miocène inférieur.

1. La lame inférieure (B2a) est caractérisée par :

— de l'Éocène inférieur grésoglaucconieux et phosphaté (voir chapitre correspondant),

— des marnes brunes du Lutétien supérieur à Huîtres et Thersités,

— et très souvent du Crétacé supérieur marneux, glauconieux et offrant des teintes brunes ou sombres.

Cette lame n'est représentée que dans la partie E du territoire où son épaisseur est faible par rapport à celle de la lame supérieure.

2. La lame supérieure (B2b) est caractérisée par :

— de l'Éocène inférieur exclusivement formé de calcaires et de marno-calcaires blancs à Globigérines,

— du Lutétien supérieur sans Lumachelles, offrant souvent le faciès de marnes noires pélagiques et surmonté par de l'Éocène supérieur pélagique de même faciès,

— des marnes du Crétacé supérieur de teinte claire,

— la présence de nombreux éléments d'Albo-Cénomani.

Cette lame forme la majeure partie de B₂.

b) Comportement tectonique.

Les styles tectoniques que l'on rencontre dans la lame B₂ sont extrêmement variés. On peut distinguer :

Des compartiments d'allure assez tranquille.

Ils sont nombreux sur la feuille de Taine où l'Éocène inférieur est plissé en anticlinaux et synclinaux simples (fig. 187).

Signalons aussi le pseudo-synclinal à cœur oligocène et flanc éocène, qui apparaît dans le centre W de la feuille de Taine ; en réalité, seul le flanc S de cette structure reste simple ; l'Éocène qui semble appartenir au flanc N est en effet limité par un contact anormal important, jalonné de Trias ; il appartient probablement à un deuxième panneau chevauchant le premier.

Des écailles isoclinales :

Elles sont particulièrement nettes lorsqu'elles affectent l'Éocène inférieur qui se détache toujours en blanc au milieu des marnes grises du Crétacé.

Des exemples particulièrement typiques s'observent à la limite des feuilles de Taine et de Bourbaki, où les écailles sont normalement inclinées vers le N (fig. 188).

Il arrive que les contacts anormaux soient au contraire inclinés vers le Sud, donnant ainsi l'impression de mouvements qui se

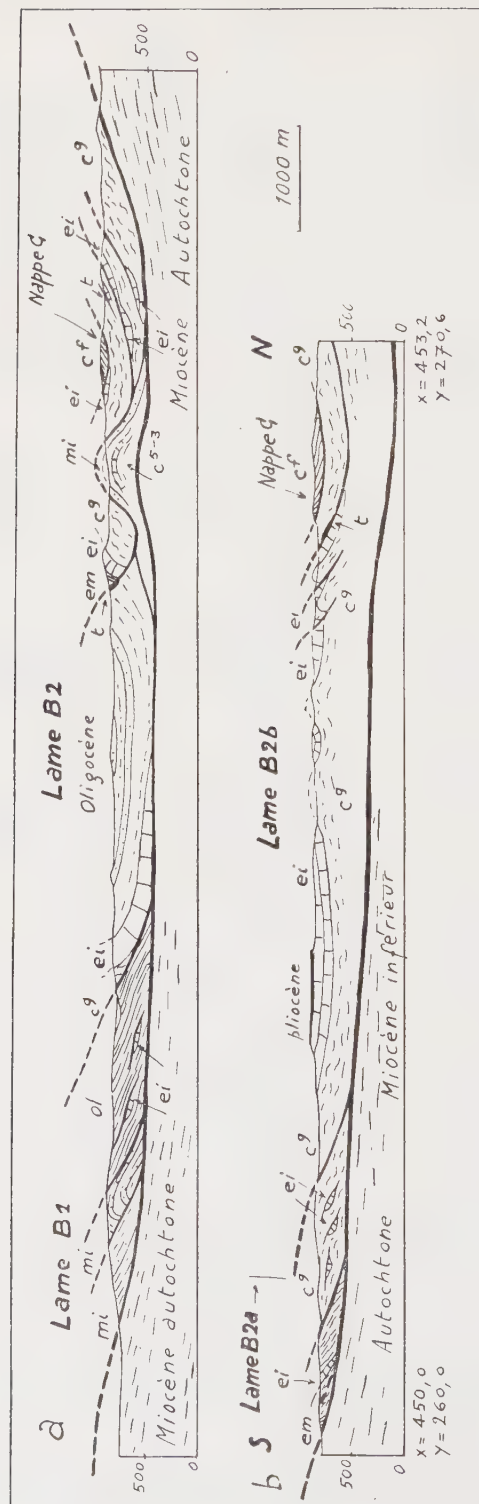


FIG. 187. — Coupe de la nappe B sur la feuille de Taine.
t : Trias ; Cf : Crétacé à faciès flysch (nappe C) ; C5-3 : Albien supérieur-Cénomanien ;
C9 : Sénonien ; ei : Eocène inférieur ; em : Eocène moyen ; ol : Oligocène ; mi : Miocène
inférieur.

seraient produits du S au N (par exemple au centre de la f. de Taine) ; mais cette inclinaison aberrante n'est due qu'à des mouvements post-nappe ou synchro-nappe ayant replissé en anticlinaux et synclinaux les contacts anormaux originellement sub-horizontaux. Cette interprétation est confirmée par l'allure de certaines surfaces de contact anormal qui, au centre de la feuille de Taine, sont incontestablement replissées.

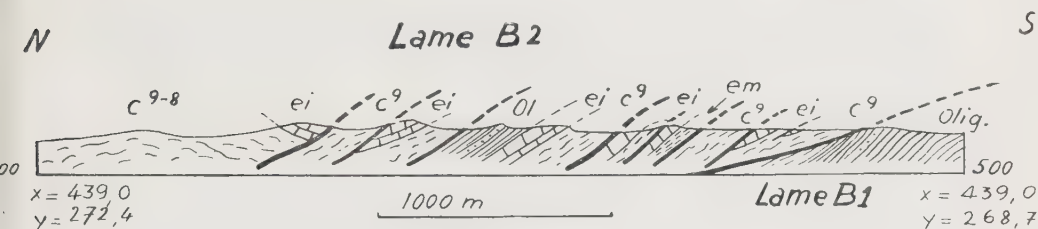


FIG. 188. - Coupe de la lame B2 sur la feuille de Bourbaki.
C9-8 : Sénonien ; ei-em : Éocène inférieur et moyen ; ol : Oligocène.

Citons comme exemple particulièrement net celui de la fenêtre tectonique qui s'observe aux abords de la route Teniet el Haad-Taine ($x = 442$, $y = 272$), où le contact anormal de base du Sénonien (qui repose sur du Miocène) est plissé en anticlinal et atteint la verticale sur le flanc S (fig. 189).

Plus à l'E, au S du massif numidien du Djebel Laghouate, on observe des plis analogues qui affectent une surface de contact anormal jalonnée de Trias ; on obtient ainsi des affleurements annulaires de Trias qui ne sauraient évidemment être interprétés en diapir.

Des anticlinaux couchés :

Bien que la plupart des lames de B₂ montrent une structure monoclinale, on rencontre parfois des charnières anticlinales (fig. 190), mais elles ne se suivent généralement pas sur de grandes distances.

Des zones marneuses contenant des niveaux durs intensément fragmentés.

C'est habituellement l'Éocène inférieur qui joue le rôle de niveau rigide au milieu de marnes du Crétacé, de l'Éocène ou de l'Oligocène ; il est parfois réduit à l'état de copeaux, disposés de façon désordonnée et qui ont à peine quelques mètres de longueur.

Le cas est fréquent dans la lame B2a par exemple sur le flanc S du Djebel Bou Rhida (vers $x = 460$, $y = 274$) (f. de Taine), ou à l'extrême sud de la feuille, autour de Sidi Mohamed Turki ($x = 450$, $y = 261$).

Une succession de lames superposées et rabotées à leur base.

Cette disposition est nette à la limite des feuilles de Bourbaki et d'El

Meddad où l'on peut suivre en particulier une lame de Cénomaniens rabotée (celle qui, d'orientation NS, passe au Djebel M'Kam, situé en $x = 422$, $y = 278$) sur près de 15 km.

Des masses irrégulièrement entrelardées de Trias.

Ce dernier apparaît de façon tout à fait désordonnée aussi bien le long de contacts anormaux qu'au sein de formations apparemment pas ou peu tectonisées.

Signalons le cas du Trias qui sillonne capricieusement le Lutétien supérieur situé sur le flanc W du massif numidien de la Forêt des Cèdres (f. d'El Meddad) (fig. 73) et les très nombreux copeaux de Trias que l'on rencontre dans le coin NE de la feuille de Taine.

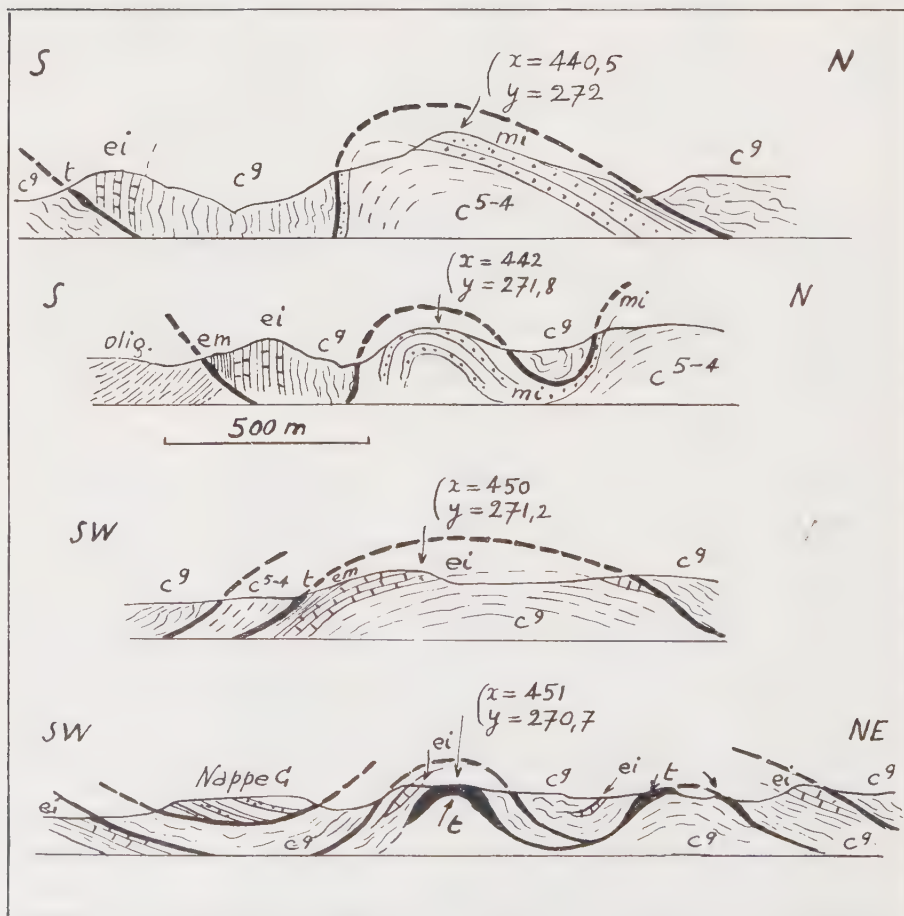


FIG. 189. — Exemples de replis post-nappe ayant déformé les contacts anormaux f. de Taine et de Bourbaki). t : Trias ; C5-4 : Cénomaniens ; C9 : Sénonien ; ei-em : Éocène inférieur et moyen ; mi : Miocène.

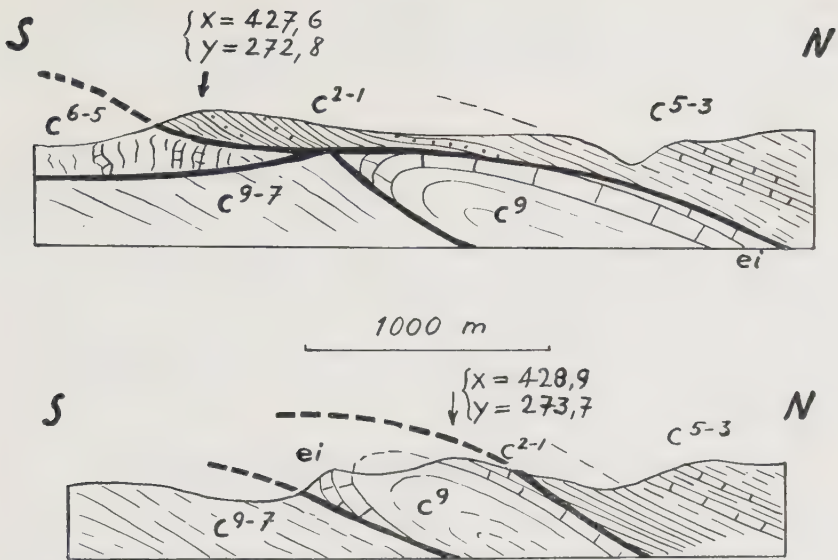


FIG. 190. — Exemples d'anticlinaux couchés dans la nappe B (lame B2, f. de Bourbakí). C2-1 : Albien ; C5-3 : Albien supérieur-Cénomanien, C6-5 : Cénomanien supérieur Turonien ; C9-7 : Sénonien ; ei : Éocène inférieur.

3) LA LAME A SÉNONIEN DÉTRITIQUE OU B3

Nous rangeons dans cette unité la plupart des terrains sénoniens qui présentent des épisodes détritiques (microbrèches, conglomérats) et qui reposent sur le Sénonien exclusivement marneux de B₂.

L'existence de cette unité n'est donc basée que sur des considérations de faciès ; les arguments structuraux sont en effet peu démonstratifs et peu convaincants, car le contact de base se trouve généralement au sein de marnes dont les faciès sont peu différenciés et aucun Trias ne le souligne.

Les arguments de faciès nous semblent cependant suffire à sa démonstration. La superposition de faciès détritiques sur des faciès uniquement marneux n'est en effet pas localisée ; on la retrouve sur de vastes territoires, en particulier dans une grande partie de la bordure sud-tellienne ainsi qu'à l'intérieur du Tell. Or une superposition de ce type ne peut être expliquée autrement que par la tectonique. Il est d'ailleurs possible que la variation de faciès invoquée puisse se faire progressivement à mesure que l'on s'élève structuralement dans la nappe B : dans ce cas il n'y aurait pas de limite nette entre les lames B₂ et B₃.

Mais, malgré ce manque de netteté, l'existence de sunités B₂ et B₃ n'en doit pas moins être conservée en raison de la disposition stratigraphique anormale citée ci-dessus (superposition de deux groupes de faciès).

Le lambeau de B₃ le plus net se trouve sous l'Oligocène (Numidien) du Djebel Laghouate (f. de Taine, centre N). Ce massif est pratiquement entouré de Sénonien détritique (sans Éocène) qui repose sur B₂ constituée ici par un mélange de Sénonien marneux mêlé à des lambeaux d'Éocène.

C'est également à B₃ qu'il faut rattacher le Sénonien à lits de microbrèches qui repose anormalement, au S de Molière, sur l'Albo-Aptien du complexe A.

E. QUELQUES CONSIDÉRATIONS GÉNÉRALES

1) ALLURE DES LAMES B₁, B₂ ET B₃

Les différentes coupes de la nappe B ainsi que le schéma de la figure 173 montrent que les lames sont très lenticulaires. L'ordre de superposition est toujours respecté mais les lames B₂ ou B₃ peuvent reposer directement sur l'autochtone ou le complexe A.

Notons que la lame B₁ n'est abondamment représentée que dans les régions méridionales ; dans les régions septentrionales, elle est souvent absente et c'est la lame B₂ qui repose directement sur le complexe A.

Soulignons enfin qu'à l'échelle du Tell méridional, les différentes lames ne sont que de minces pellicules, puisqu'elles n'ont que quelques centaines de mètres d'épaisseur.

2) PROBLÈMES CONCERNANT LA LIMITE ENTRE LE COMPLEXE A ET LA NAPPE B SUR LES FEUILLES DE BOURBAKI ET D'EL MEDDAD ; LES PHÉNOMÈNES D'ENCAPUCHONNEMENT

Nous avons déjà vu (p. 407), que la limite entre le complexe A et la nappe B pouvait être difficile à placer ; on trouve en effet, en certains endroits, entre ces deux unités, une épaisse masse de terrains tectoniquement entremêlés qui peuvent aussi bien être rattachés à la première qu'à la seconde, selon la composition de leur matériel (plus ou moins de tertiaire mêlé au Crétacé).

Dans ces mêmes régions apparaissent d'autres difficultés ; elles sont dues à l'ordre de superposition de certaines entités structurales qui peut, latéralement, aller jusqu'à s'inverser ; autrement dit, un contact anormal, légèrement incliné vers le S, peut progressivement varier de pendage, devenir vertical pour ensuite pendre vers le N.

Les figures 172 et 191 nous fournissent un tel exemple ; le contact 3 de la fig. 172 pend vers le S ; alors que sur la fig. 191 il se renverse peu à peu ; il en est de même pour le contact 2 qui, sur la fig. 191, pend au S, devient vertical puis pend au N.

De tels exemples nous montrent que les seuls critères de superposition ne peuvent plus servir à définir les limites d'unités tectoniques. Comment interpréter ces exemples d'inversion ? Nous pensons qu'on peut y voir les effets d'un phénomène général affectant la partie occidentale de notre région d'étude, phénomène qui doit pouvoir être invoqué pour expliquer bien des anomalies.

On constate en effet que, dans la majeure partie de l'Ouarsenis, la nappe B repose toujours sur le complexe A, mais que cet ordre de superposition n'est plus bien respecté dans la partie W de la feuille de Bourbaki, c'est-à-dire précisément dans la région où nous avons relevé le précédent exemple d'inversion tectonique.

Si dans ces régions occidentales, on fait une coupe générale de la nappe B, on constate que tous les contacts anormaux qui la sillonnent plongent vers le N ; mais jamais on ne les voit se relever comme plus à l'E, contre le complexe A pour plonger alors vers le S ; aux environs du Kef Assaker, le contact complexe A - nappe B est très confus ; si, comme cela est très vraisemblable, on place l'Oligocène du Kef Assaker dans la nappe B, le contact entre A et B est vertical ou renversé (fig. 192).

Dans notre région et en raison de leur caractère exceptionnel ces anomalies peuvent être expliquées de la façon suivante : après la mise en place de la nappe B sur le complexe A, cette dernière unité a une nouvelle fois été déformée, soit par l'intervention de nouveaux glissements, soit par la mise en jeu de mouvements post-nappe dans l'autochtone, soit par l'effet conjugué des deux phénomènes. Ces déformations ont provoqué la déformation du contact originellement horizontal séparant A de B, et à la limite, des lambeaux de A ont même pu venir recouvrir B.

Nous serions ainsi simplement en présence de phénomènes « d'encapuchonnement » ou « d'involution » qui sont fréquents dans les pays de nappes.

Ce sont d'ailleurs peut-être de semblables phénomènes d'encapuchonnement qui expliquent l'apparition, à première vue aberrante, de lambeaux d'Éocène, au sein du complexe A. Peut-être peut-on aussi leur faire appel pour expliquer de nombreuses complications qui apparaissent à l'intérieur même de A et de B.

Signalons pour terminer que l'hypothèse de l'encapuchonnement ne peut que difficilement être prouvée sur notre territoire ;



Fig. 19L. — La base de la Nappe B sur la feuille de Bourbaki. t : Trias; C2-1 : Albien ; C5-3 : Albien supérieur-Cénomannien ; C6 : Turonien ; C9-7 : Sénonien ; et : Éocène inférieur ; em : Éocène moyen ; mi : Miocène inférieur.

s'il y a encapuchonnement ce dernier ne fait que s'amorcer dans la partie toute occidentale de la région étudiée ; il ne s'amplifie et ne se généralise, d'après les études de J. Polvéche (1955), que plus à l'W. Il faut donc attendre l'important travail que prépare cet auteur pour pouvoir se prononcer sur ce délicat problème.

F. CONCLUSIONS. ALLURE GÉNÉRALE DE LA NAPPE B. AMPLITUDE DES DÉPLACEMENTS

1) ALLURE GÉNÉRALE

A grande échelle, la nappe B repose en discordance tectonique sur l'autochtone et sur le complexe A.

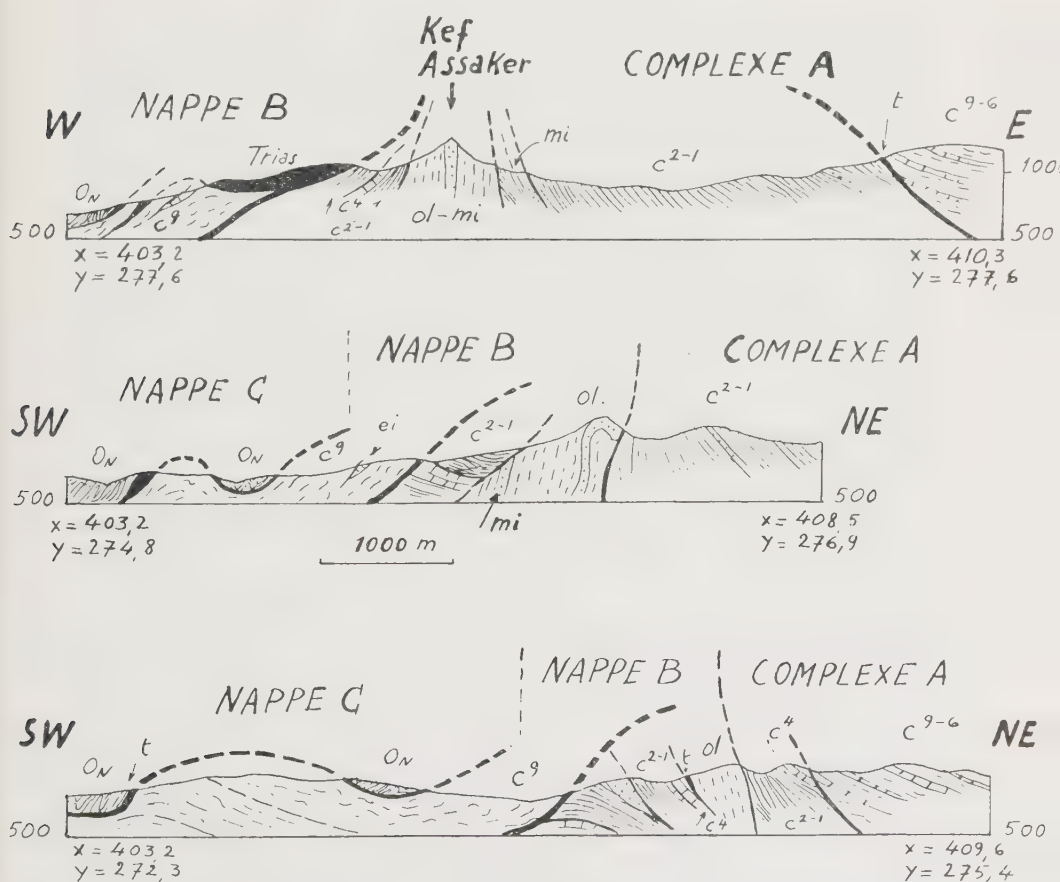


FIG. 192. — Coupes montrant les relations entre l'unité A, la nappe B et la nappe C, aux environs du Kef Assaker. t : Trias ; C²⁻¹ : Albien ; C⁴⁻³ : Albien supérieur-Cénomanien ; C⁹⁻⁶ : Turonien-Sénonien ; ei : Éocène inférieur ; Ol : Oligocène (faciès Boghari) ; mi : Miocène ; On : Oligocène (faciès « Numidien »).

Au S, elle déborde toujours le complexe A et repose alors directement sur l'autochtone ; cette allure peut être interprétée de la façon suivante : le matériel de la nappe est beaucoup plus marneux que celui du complexe A essentiellement schisteux ; or il est normal que les marnes aient glissé plus facilement et plus loin vers le S.

Chacune des trois lames de la nappe B est lenticulaire et de puissance variable ; les lames moyenne et supérieure peuvent reposer soit sur la lame inférieure, soit directement sur le substratum de la nappe B. Cette allure irrégulière peut être expliquée par une amplitude et une importance variables des glissements.

2) AMPLITUDE DES DÉPLACEMENTS

Elle est variable suivant que l'on considère chacune des trois lames.

Dans la partie E du territoire, les déplacements de la nappe B atteignent un minimum de 45 km ; on peut en effet suivre le Miocène autochtone sur cette distance, du S au N et le voir partout recouvert par B. Comme ces 45 km ne sont qu'un minimum visible, il est probable que les déplacements subis par la nappe B sont encore plus importants ; la région d'origine de la nappe B se situe donc, d'après les seuls critères géométriques, à l'emplacement du Chélif ou plus au N, dans le Tell septentrional.

Comme B se résoud en outre en un empilement de lames offrant des faciès et du matériel différent de l'une à l'autre, il est évident que toutes ne peuvent provenir du même endroit.

Or, comme la lame inférieure provient au moins de la zone du Chélif (ou de plus au N), les deux autres lames viennent donc nécessairement du Tell septentrional. Les déplacements qu'elles ont subis dépassent donc 50 km.

On parvient facilement à évaluer des déplacements de cet ordre, dans la partie E du territoire étudié grâce aux circonstances vraiment exceptionnelles qui y font apparaître des bombements autochtones. Dans la partie W de notre région, les choses sont beaucoup moins nettes : comme dans la plupart des autres régions d'Algérie, le substratum autochtone n'apparaît plus et ne permet plus d'avoir des certitudes. En l'absence de fenêtres tectoniques, on est réduit aux hypothèses car les plus importants chevauchements visibles atteignent seulement quelques kilomètres. Pour des raisons de continuité, il ne fait cependant pas de doute que l'ordre de grandeur adopté à quelques kilomètres plus à l'E reste valable ici. Remarquons d'ailleurs qu'un examen attentif des

faits s'accorde avec cette généralisation : dans l'hypothèse la plus autochtoniste, la nappe B serait en effet la couverture glissée du complexe A ; mais cette interprétation n'est guère soutenable pour les raisons suivantes : dans le complexe A, on rencontre du Miocène inférieur discordant sur le Crétacé moyen ; or la nappe B est essentiellement formée de Crétacé supérieur et de Tertiaire ; elle ne peut donc pas être considérée comme la couverture glissée du complexe A ; cette solution ne saurait, en tout cas, être que très partielle.

LA NAPPE C

D'imposants massifs de grès oligocènes à faciès « numidien » couronnent l'allochtone ; il s'agit de lambeaux d'une importante nappe, qui, structuralement la plus élevée, est aussi celle dont l'existence est la plus évidente.

Cette unité de recouvrement, que nous avons nommée nappe C ou nappe « numidienne », est d'origine très lointaine : il faut la faire venir des régions littorales situées à près de 80 km plus au N. Elle présente cependant, au moins en certains endroits, une allure très tranquille. C'est pourquoi on n'hésita pas, pendant très longtemps, à interpréter ces témoins de nappe en lambeaux d'Oligocène transgressif.

L'interprétation nappiste est récente ; elle ne vit le jour qu'en 1953 (Mattauer, 1953b) ; depuis cette date tous nos travaux ont permis de confirmer sa validité et de réfuter les dernières objections autochtones présentées en 1956 (Flandrin).

Avant d'entreprendre la description détaillée de cette nappe, nous exposerons les preuves de son existence. Nous concluerons par un aperçu général.

A. DÉFINITION

La nappe C couronne l'édifice allochtone de l'Ouarsenis oriental. Elle y est caractérisée :

a) stratigraphiquement :

par les faciès particuliers suivants :

- Crétacé offrant le faciès flysch des régions littorales,
- Oligocène à faciès « numidien »,
- Miocène à galets de la « Chaîne calcaire ».

b) structuralement :

- par l'existence d'une surface de contact anormal de base, généralement peu déformée et très souvent jalonnée de lambeaux de Trias,

- par l'existence, au-dessus d'une semelle discontinue de flysch crétacé très plastique, de grosses masses d'Oligocène ou de Miocène, rabotées à leur base, mais ayant souvent conservé une allure très tranquille.

B. LES PREUVES DE L'EXISTENCE DE LA NAPPE C

Ce que nous interprétons actuellement comme des témoins de la nappe C était encore récemment considéré comme des lambeaux d'Oligocène transgressif sur un substratum crétacé et éocène ; cette interprétation a encore tout récemment été défendue (Flandrin, 1955) ; nous exposerons donc rapidement ci-dessous les arguments nappistes.

1) ARGUMENTS DE FACIÈS

La nappe C comprend des terrains crétacés, oligocènes et miocènes ; ces mêmes terrains se retrouvent dans le substratum de la nappe, mais avec des faciès totalement différents ; l'opposition est particulièrement nette pour le Crétacé et l'Oligocène.

— *Crétacé*. — Dans la nappe C, une grande partie du Crétacé offre le faciès flysch (voir chapitres correspondants), alors que dans son substratum (nappe B, complexe A et autochtone), une grande partie du Crétacé est constituée par d'épaisses séries de marnes qui n'ont rien de commun avec le flysch.

— *Oligocène*. — Dans la nappe C on rencontre toujours les faciès dits « numidiens » essentiellement quartzeux, alors que dans le substratum de la nappe (nappe B) apparaît toujours le faciès « Boghari » essentiellement marneux (voir chapitre Oligocène).

Cet ordre de superposition, qui ne souffre aucune exception, est valable pour toute la partie du Tell méridional étudiée ici.

2) ARGUMENTS STRUCTURAUX

Ils sont tout aussi décisifs que les arguments stratigraphiques ; en effet :

a) *La base de la nappe C* est souvent soulignée par une semelle de Crétacé à faciès flysch.

Or, la superposition anormale de cette semelle de Crétacé sur son substratum est prouvée, non seulement par l'opposition des faciès déjà soulignés, mais encore par des arguments paléontologiques. Le substratum marneux est en effet le plus souvent daté Sénonien supérieur, alors que le flysch englobe toujours des niveaux plus anciens (Aptien, Albien, Cénomanién, Turonien, Sénonien inférieur) (voir chapitres correspondants).

Le Crétacé à faciès flysch repose donc bien anormalement sur son substratum.

b) *Lorsque la semelle de Crétacé est absente*, l'Oligocène ou le Miocène reposent presque toujours par la tranche sur leur substratum. Ce rabotage basal nous oblige à mettre (voir fig. 194 et 208) une importante surface de contact anormal à la base de l'Oligocène ou du Miocène qui ne sauraient par conséquent être transgressifs.

c) *La base subhorizontale de la nappe C* est très souvent jalonnée par des lambeaux de Trias (voir fig. 197, 199 et 206) dont la présence ne peut être expliquée que dans l'hypothèse nappiste.

Ces arguments qui s'opposent tous radicalement à l'hypothèse autochtoniste démontrent sans contestation possible l'existence de la nappe C qui est ainsi la plus nette des nappes de l'Ouarsenis oriental et du Tell algérien tout entier. La description détaillée qui va suivre, en persuadera facilement le lecteur.

C. DESCRIPTION DÉTAILLÉE DES LAMBEAUX DE LA NAPPE C

L'érosion a fortement disséqué la nappe C et n'en a respecté que quelques lambeaux ; certains d'entre eux forment d'imposants massifs dont les grès siliceux du « Numidien » contrastent fortement avec les marnes crétacées et tertiaires sous-jacentes et soulignent ainsi son caractère exotique. Malgré l'absence de fossiles, l'étude structurale de l'Oligocène, qui forme la majeure partie des affleurements, est relativement aisée : en effet la stratification est très bien soulignée par d'importants bancs de grès à faciès « numidien », facile à suivre aussi bien sur le terrain que sur les photographies aériennes. Il existe en outre de nombreux critères de polarité qui permettent de reconnaître le mur et le toit des couches, c'est-à-dire de savoir si la série est normale ou renversée ; les études sédimentologiques permettent donc de pallier l'absence de fossiles.

1) LE MASSIF DE LA FORÊT DES CÈDRES (fig. 194)

C'est le plus important des massifs « numidiens » ; il culmine à 1786 m et couvre une superficie de plus de 60 km². La célèbre Forêt des Cèdres est localisée à la partie septentrionale du massif ; elle correspond au Djebel el Meddad. Nous avons groupé sous le terme général de Massif de la Forêt des Cèdres tous les affleurements que l'on rencontre entre le Djebel el Meddad au NW (f. d'El

Meddad), le Kef Mahmoud au S (f. de Bourbaki) et le Kef el Beida au NE (f. de Taine).

La tectonique de ce massif est assez complexe comme le montrent les coupes ci-jointes :

a) La surface de contact anormal de base.

Elle apparaît habituellement sur le terrain comme subhorizontale ; à grande échelle on remarque qu'elle est affectée de déformations à très grand rayon de courbure. Sa cote passe en effet de 1400 m environ, dans la partie NW (Kef Siga), à près de 900 m le long de la route de Teniet el Haad à Vialar ; mais cette dénivellation d'environ 500 m reste faible puisqu'elle se fait progressivement sur plus de 10 km, ce qui donne une pente de 50 m par kilomètre.

Cette pente impose cependant, dans la partie médiane du massif, une allure synclinal à la surface de base ; ce vaste synclinal est accidenté, le long de la route de Teniet el Haad à Vialar par un petit bombement anticlinal très atténué (fig. 194 f).

En deux endroits seulement apparaissent quelques complications, d'ailleurs toutes locales :

— Sur la feuille de Bourbaki, aux environs de Sidi Rhalem ($x = 426,5$, $y = 270,5$), on trouve quelques lambeaux isolés de la nappe C (probablement essentiellement constitués de Crétacé à faciès flysch) ; or la surface de base, qui est jalonnée de Trias, y est assez replissée ; elle descend jusque dans la vallée, c'est-à-dire à la cote 750 (fig. 194 c, partie S).

— Sur la feuille de Taine, le « Numidien » du flanc E du Kef el Beida, est affecté ainsi que le Miocène autochtone sous-jacent, par une faille NE-SW, qui dénivelle la surface de contact anormal (voir fig. 193).

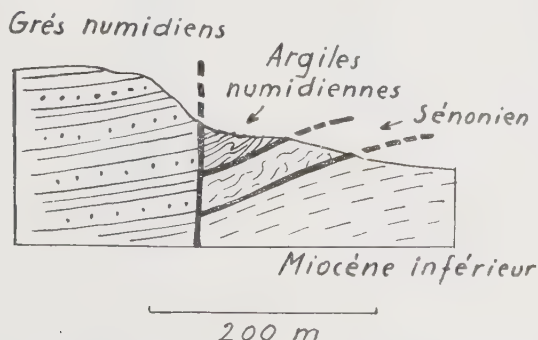
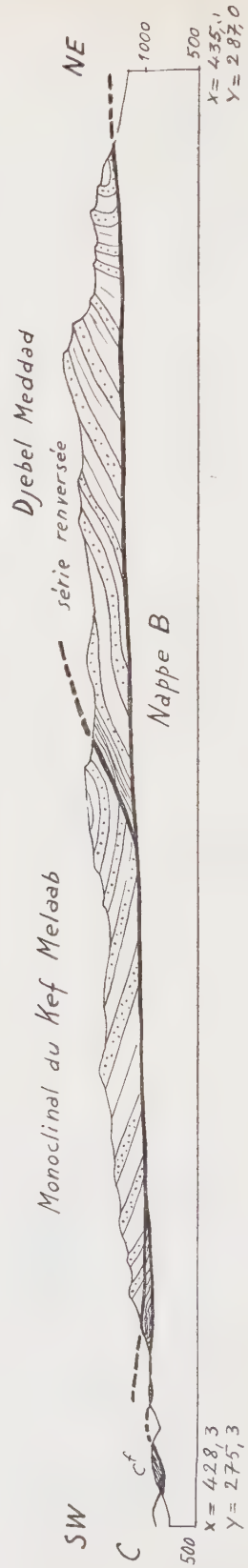
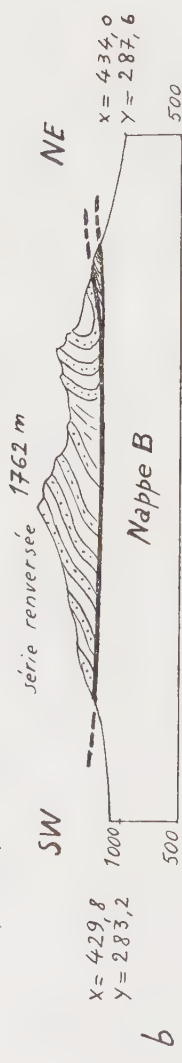
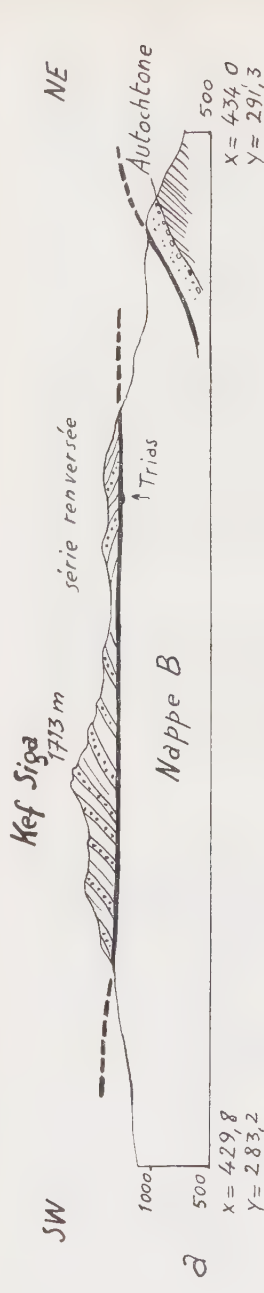


FIG. 193. — La faille du flanc E du Kef el Beida (f. de Taine).



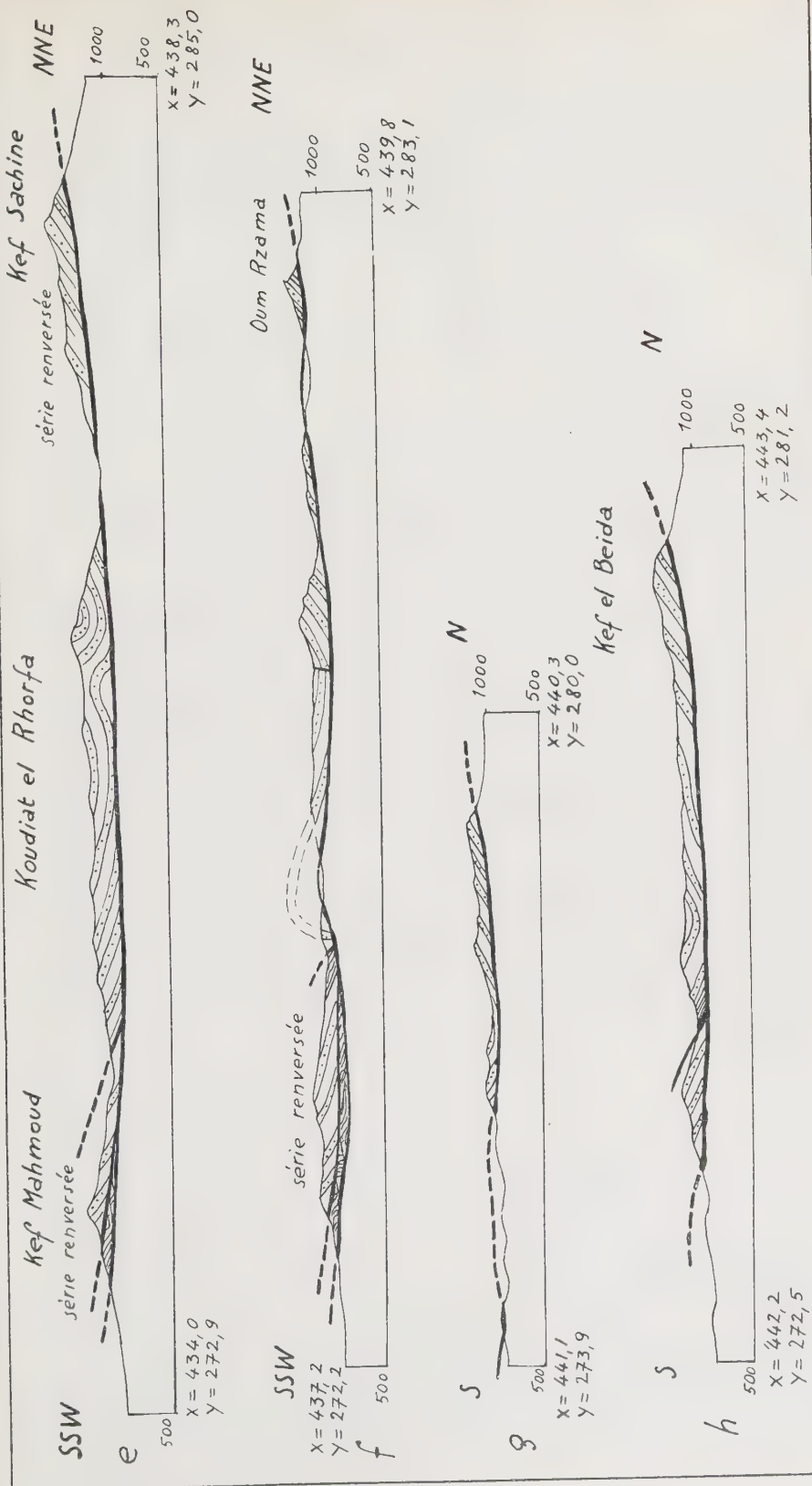


Fig. 194. — Coupes du massif numidien de la forêt des Cèdres.

b) La semelle de flysch crétacé.

Nous ne l'avons jamais rencontrée sous l'Oligocène, mais on en connaît quelques lambeaux isolés plus au S ; signalons le lambeau de Sidi Rhalem (f. de Bourbaki, $x = 426,5$, $y = 276,5$) et ceux de la f. de Taine situés en :

$x = 438$	$y = 272,5$
$x = 443$	$y = 274$
$x = 445$	$y = 273,5$

c) Le Trias de base.

La surface de contact anormal précitée est jalonnée par des affleurements de Trias ; cependant ce dernier n'est pas souvent visible car le contact anormal est généralement masqué par une zone d'éboulis (voir par exemple carte géol. au 1/50.000 de Teniet el Haad). Signalons les affleurements de Trias suivants :

- au N du Kef Siga (fig. 194, coupe a), en $x = 432,95$ $y = 288,7$, un banc horizontal d'environ 1 m de Trias essentiellement gypseux sépare les grès « numidiens » de leur substratum crétacé ;
- autour de Sidi Rhalem (f. Bourbaki, $x = 426,5$, $y = 276,5$) d'épaisses barres (plus de 10 m) de Trias gypseux soulignent presque partout la base de la nappe ;
- dans la partie SE du massif, de part et d'autre de la route de Teniet el Haad à Taine (f. de Taine), le Trias de base est souvent visible ; la route coupe, en $x = 439,6$ $y = 277,15$, un affleurement réduit ;
- un filon de gypse de quelques décimètres de puissance jalonne la base de la nappe en $x = 440,45$ $y = 271,1$, à peu de distance de la route nationale ;
- un banc analogue se suit au S de la cote 1143 ($x = 442,5$ $y = 275$) ; il s'épaissit brutalement pour englober, en $x = 443$, $y = 274,5$, des blocs de dolomies de plus de 10 m d'épaisseur ;
- à l'extrémité E du massif, un banc de quelques décimètres de gypse sépare en $x = 445,7$ $y = 277,9$ les argiles « numidiennes » de leur substratum sénonien (fig. 193).

d) Tectonique de l'Oligocène

Un grandiose rabotage basal, affectant presque toujours les grès, en est la caractéristique essentielle. Ce rabotage est bien visible sur le terrain ; l'exemple le plus net se rencontre dans la partie NW du massif où les bancs redressés du Kef Siga sont admirablement tronqués à leur base par la surface du contact anormal (fig. 194, coupes a et b).

Cette notion de rabotage basal ressort de la simple constatation suivante : la surface de base de l'Oligocène est, comme nous l'avons dit plus haut, subhorizontale ; au-dessus de cette surface, l'Oligocène présente par contre des pendages variés, souvent très

forts. Or, la seule façon de concilier ces deux points de vue consiste à admettre l'existence d'une surface de rabotage basal.

L'hypothèse faille que l'on a souvent invoquée pour ne pas avoir à admettre une surface de contact anormal n'est pas soutenable pour les raisons suivantes :

— si des failles limitaient l'Oligocène, la base de ce dernier ne devrait pas, par définition, se trouver à une altitude constante ;

— il faudrait dessiner tout autour du massif une faille courbe ou une multitude de failles tangentes à cette faille courbe ; le massif serait alors un « graben », dont les témoins n'auraient été respectés que sur les points hauts !

— les nombreuses failles précitées devraient évidemment se poursuivre à l'intérieur du massif ; or, il n'en est jamais rien.

On peut distinguer dans le massif un certain nombre de compartiments de grès « numidiens » ; ceux-ci reposent quelquefois directement sur le substratum crétacé, mais souvent ils ont glissé sur un coussinet d'argiles « numidiennes » qui a dû servir de lubrifiant.

Nous distinguerons :

Le compartiment renversé du Djebel el Meddad (fig. 194, a, b, c, d, e).

Il s'agit d'un vaste compartiment à pendage sud, affectant la série gréseuse. Contrairement à toutes les apparences, les couches de ce monoclinale sont renversées ; ce renversement est prouvé par des phénomènes sédimentologiques qui ont été étudiés plus haut (voir chapitre Oligocène) : grano-classement, figures de charge et de fluxion, « ripple-mark », etc... Ce renversement est d'ailleurs confirmé par la présence, au sommet de la série gréseuse, du niveau d'argiles « numidiennes » qui caractérise la base de l'Oligocène. Sur le flanc N de ce panneau, on remarque, en outre, spécialement vers $x = 434,5$, $y = 286$, une amorce de charnière synclinale qui nous fait passer de couches renversées à des couches en position normale (fig. 194, b, c).

Cette charnière nous montre que, si l'on se refusait à admettre le renversement de la série gréseuse, il faudrait de toute façon dessiner un anticlinal couché faisant intervenir des phénomènes tectoniques aussi curieux que ceux qui ont abouti au renversement du monoclinale.

Remarquons que des argiles « numidiennes » jalonnent le contact anormal de base sur son flanc N (elles contiennent un gisement fossilifère en $x = 433,5$ $y = 286,8$).

Les dimensions de ce compartiment renversé sont remarquables (10 km sur 3 km environ) et l'on reste confondu devant l'ampleur des phénomènes qu'il a fallu mettre en jeu pour aboutir à un tel

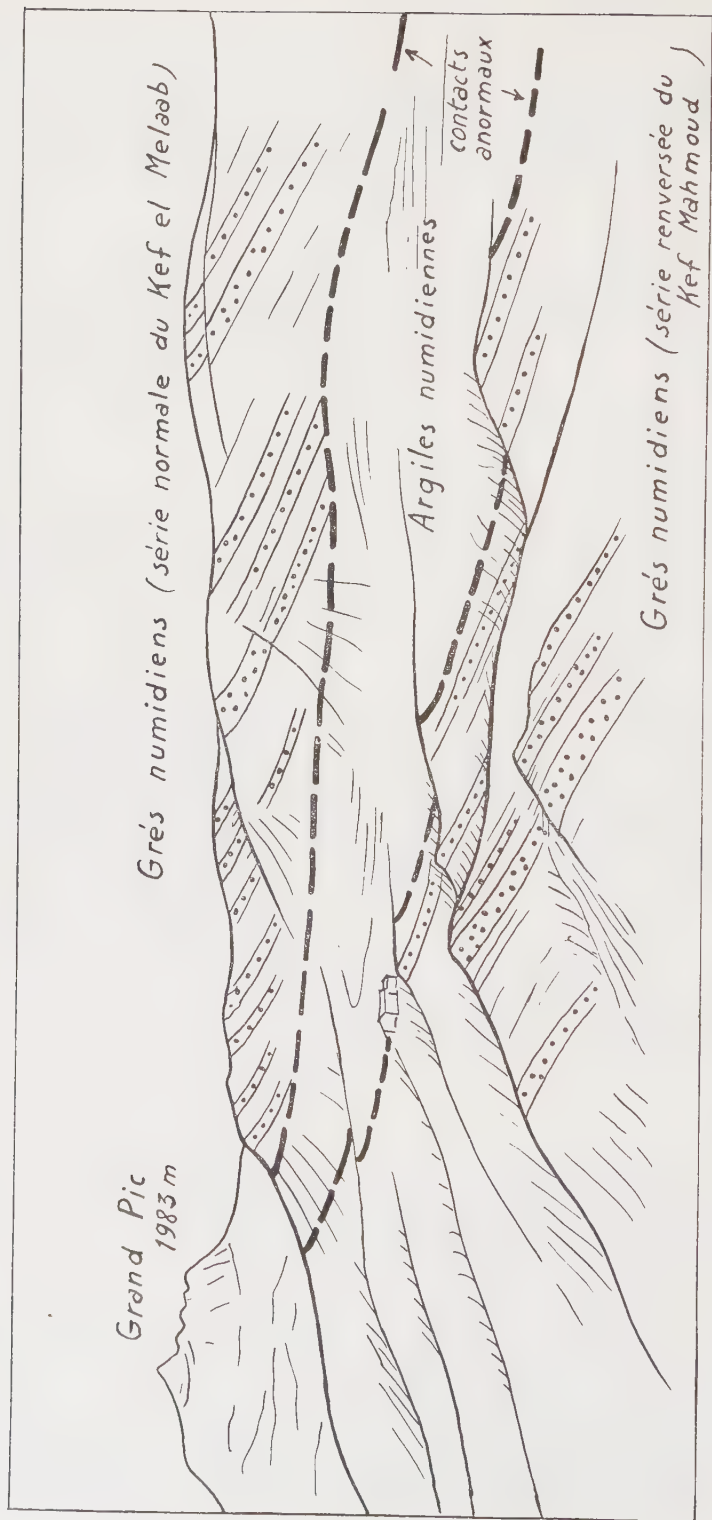


FIG. 195. — Vue sur la tectonique de la partie méridionale du Massif de la Forêt des Cèdres.

renversement ; il faut de plus, remarquer qu'à part sa position renversée, la série oligocène a gardé une très grande simplicité.

Le panneau renversé du Kef Mahmoud (fig. 194, d, e, f et 195).

Dans la partie méridionale du massif, apparaît un deuxième panneau renversé et raboté à sa base ; bien que de dimensions plus réduites que celui du flanc N, il n'en reste pas moins remarquable puisqu'il s'étend d'E en W sur plus de 8 km. Le renversement est, là encore, incontestablement prouvé par des phénomènes sédimentologiques bien visibles, en particulier en $x = 431,7$ $y = 276$.

Ce monoclinale repose par la tranche sur un coussinet d'argiles « numidiennes » qui paraissent très disloquées (par exemple en $x = 274$, $y = 436$).

Les panneaux du Kef Melaab, du Koudiat el Rhorfa et du Kef el Beida.

Entre les deux panneaux renversés précités se placent des séries toujours rabotées à leur base, mais non renversées¹ ; la position normale des couches est prouvée par les habituels phénomènes sédimentologiques.

Ces compartiments centraux reposent, au N comme au S, sur les séries renversées étudiées plus haut (voir fig. 194) et les grès reposent toujours par la tranche sur les argiles sous-jacentes. La série, monoclinale à l'W, se complique de contacts anormaux au centre, pour acquérir plus à l'E l'allure d'un synclinal ; le flanc méridional de ce dernier s'accidente d'ailleurs d'un repli anticlinal (fig. 194 f), puis d'un nouveau contact anormal (fig. 194 h).

2) LE MASSIF DU DJEBEL LAGHOUATE

(f. de Taine, fig., 196, 199, 200 et 98)

Il forme, comme le massif de la Forêt des Cèdres, d'importants reliefs gréseux (le point culminant atteint 1485 m) qui dominent les marnes crétacées et tertiaires de la nappe B. La tectonique présente le même style que dans le massif précédemment étudié.

a) La surface de contact anormal de base.

Dans la plus grande partie du massif elle n'est que très peu déformée ; sa cote varie en effet progressivement de 1200 m

1. La série serait par contre renversée si l'on admettait que le panneau du Djebel el Meddad est normal. Quelle que soit la signification que l'on donne aux critères sédimentologiques examinés, il faut donc, en raison de leur polarité, renverser au moins l'une des deux séries.

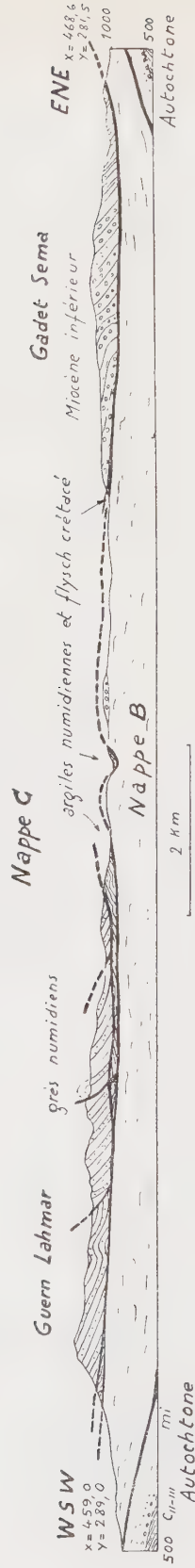


FIG. 196. — Coupe de la nappe C dans la partie septentrionale de la feuille de Taine et la partie SE de la feuille de Teniet el Haad.

environ au N (Guern Lahmar, $x = 451,5$, $y = 279$) à 900 m à 7 km plus au sud, puis à 850 m au Kef Asfer, encore plus au sud.

Il s'agit donc d'une surface légèrement gauchie et relevée vers le N. Dans sa partie N et NE apparaissent cependant quelques replis notables (voir partie S de la f. au 1/50.000 de Teniet el Haad). Signalons en particulier le mince synclinal NE-SW parallèle à la route Teniet el Haad - Trolard Taza, vers $x = 459$, $y = 281$, et le synclinal isolé du Koudiat Hamra (fig. 196), vers $x = 459$, $y = 280$.

La réalité du contact anormal de base est prouvée non seulement pour les raisons données au début de ce chapitre mais par une très nette superposition, visible en $x = 456,5$ $y = 277$, où les argiles oligocènes reposent sur du Miocène inférieur (fig. 197) par l'intermédiaire d'un banc de Trias.

b) La semelle de flysch crétacé.

Bien que discontinue, elle forme ici d'importants affleurements. Mais son épaisseur semble réduite et ne jamais dépasser la centaine de mètres. Grâce à la présence de bancs de radiolarites (du Céno-manien supérieur, Turonien), on peut se faire une idée de la tectonique de ce flysch. Elle est souvent très complexe, par exemple sur le flanc S du Djebel Laghouate, en $x = 451$, $y = 272,6$ où les radiolarites dessinent, au-dessus d'un contact anormal de base subhorizontal et sous un banc de grès numidiens également horizontal, de multiples replis (fig. 198), qui démontrent à eux seuls l'existence d'un contact anormal à la base du numidien.

Au Kef Asfer ($x = 452$, $y = 270$), klippe isolée au S du Djebel Laghouate (fig. 187) et uniquement constituée de Crétacé, on remarque un très net rabotage basal affectant une série monoclinale très plissotée dans le détail.

c) Tectonique de l'Oligocène.

Dans la partie N du massif, les argiles « numidiennes » reposent anormalement sur le flysch crétacé par l'intermédiaire d'amas triasiques bien visibles aux environs de la route de Teniet el Haad à Trolard Taza.

Les grès oligocènes reposent eux aussi toujours anormalement sur leur substratum, constitué par les argiles « numidiennes » le flysch crétacé ou les terrains de la nappe B ; la plupart du temps, un rabotage basal souligne le contact anormal ; il est particulièrement net sur les flancs N et E du massif (fig. 196, 199).

Quelquefois l'Oligocène gréseux paraît reposer normalement sur

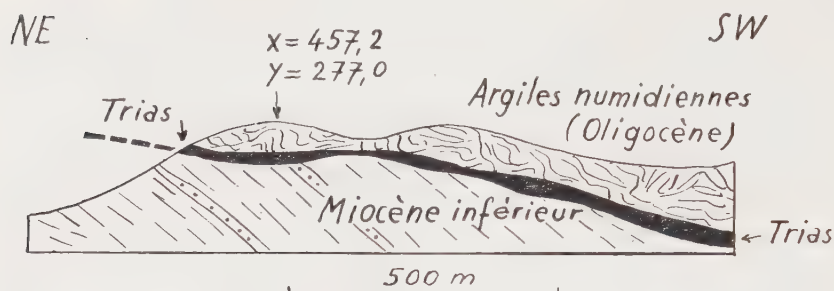


FIG. 197. — Le contact anormal de base de la nappe C sur le flanc E du Djebel Laghouate

le flysch crétacé (flanc sud du massif où des barres de base très tranquilles se suivent sur plusieurs kilomètres); mais l'absence d'argiles « numidiennes » et la tectonique complexe du flysch indiquent qu'un contact anormal n'en existe pas moins (fig. 198).

Mis à part le rabotage basal, l'Oligocène gréseux montre à grande échelle, une allure monoclinale (à pendage E), passant dans la partie méridionale à une allure synclinale.

De multiples accidents affectent la série monoclinale; sur le flanc N ce sont des contacts anormaux; ailleurs ce sont des décrochements et des rebroussements brutaux. Un compartiment monoclinale mérite une attention particulière, celui de l'El Masselou (NE du massif, en $x = 456$, $y = 280$ (fig. 199); il est non seulement raboté à sa base, celle-ci étant jalonnée de Trias, mais encore complètement renversé; cette situation est prouvée par les classiques observations sédimentologiques.

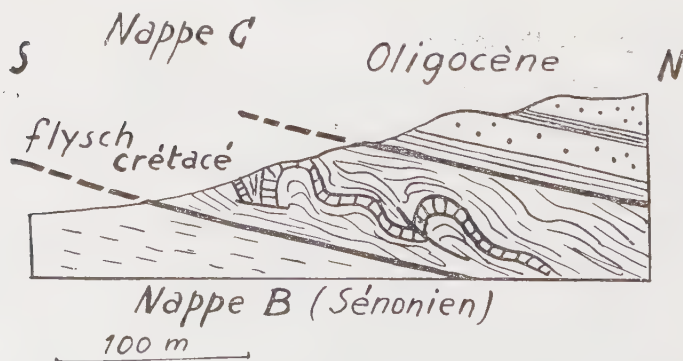


FIG. 198. — La base de la nappe C sur le versant S du Djebel Laghouate.

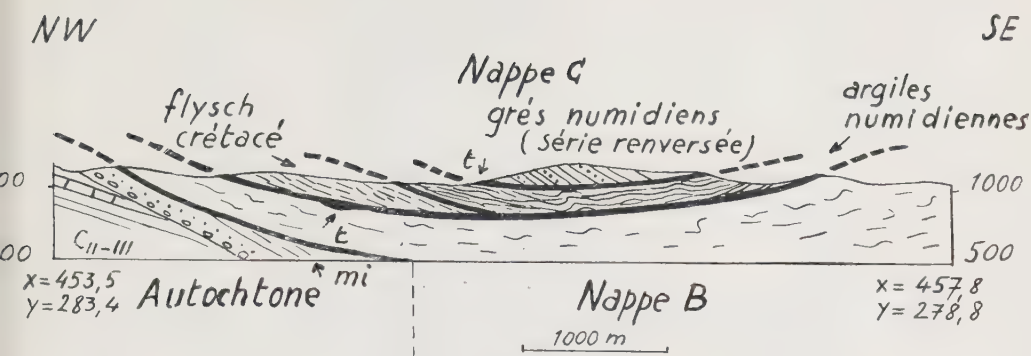


FIG. 199. — Coupe de la nappe C dans la partie NE du massif du Djebel Laghouate.
t : Trias ; CII-III : Barrémo-Aptien ; mi : Miocène inférieur.

d) La disposition du Trias.

Les affleurements de Trias sont nombreux ; on les trouve :

— à la base de la nappe, où ils sont cependant peu fréquents ; signalons le Trias (accompagné de blocs de Cristallophyllien et de calcaire à leuchtenbergite) situé sur le flanc E du massif où il sépare les argiles « numidiennes » d'un substratum formé de Miocène inférieur (fig. 197).

Quelques décimètres seulement de gypse soulignent la base du Crétacé à faciès flysch, en $x = 459,3$ $y = 281,7$ (f. de Teniet el Haad).

— à l'intérieur de la nappe, mais seulement dans ses assises plastiques de base ; ce sont les nombreux affleurements triasiques du versant N du massif, où coexistent : gypses, dolomies, cargneules et nombreux débris de Cristallophyllien. Ils sont abondants le long du contact séparant le Crétacé à faciès flysch des argiles « numidiennes », mais se trouvent aussi au sein de ces dernières.

3) LE MASSIF DU DJEBEL NADOR

(f. de Teniet el Haad)

C'est le dernier des importants massifs de grès « numidiens » ; il couvre encore près de 50 km² ; le style rencontré dans les autres massifs s'y retrouve. Mais quelques complications supplémentaires interviennent ; elles sont dues aux accidents (bombements, failles) qui, ayant affecté l'autochtone, ont également intéressé la nappe C ; celle-ci n'est de ce fait, au moins dans sa partie SW, plus localisée sur les points hauts ; elle perd donc une partie de son allure spectaculaire.

a) La surface de contact anormal de base.

La surface de base conserve dans la majeure partie du massif une allure très simple (fig. 201) ; des perturbations apparaissent

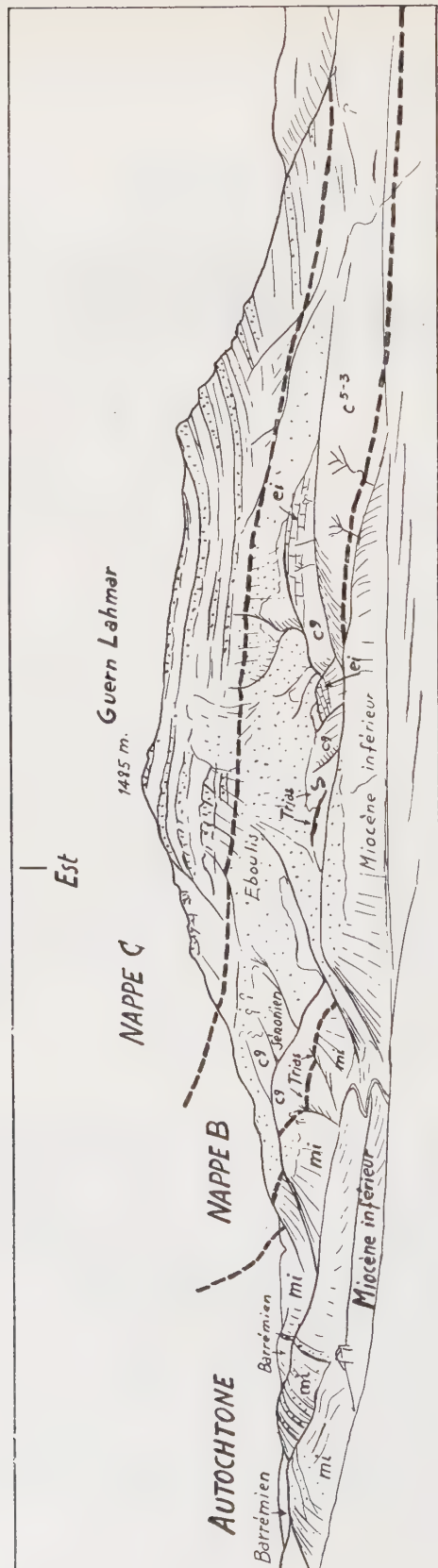


Fig. 200. — Vue sur le flanc N du massif du Djebel Laghouate, prise de la route de Tienet el Haad à Letourneux, en $x = 448$, 4 , $y = 279$, 5 .

Noter l'allure simple de la nappe C.

C5-3 : Albien supérieur-Cénomanien ; C9 : Sénonien ; ei : Éocène inférieur ; mi : Miocène inférieur.

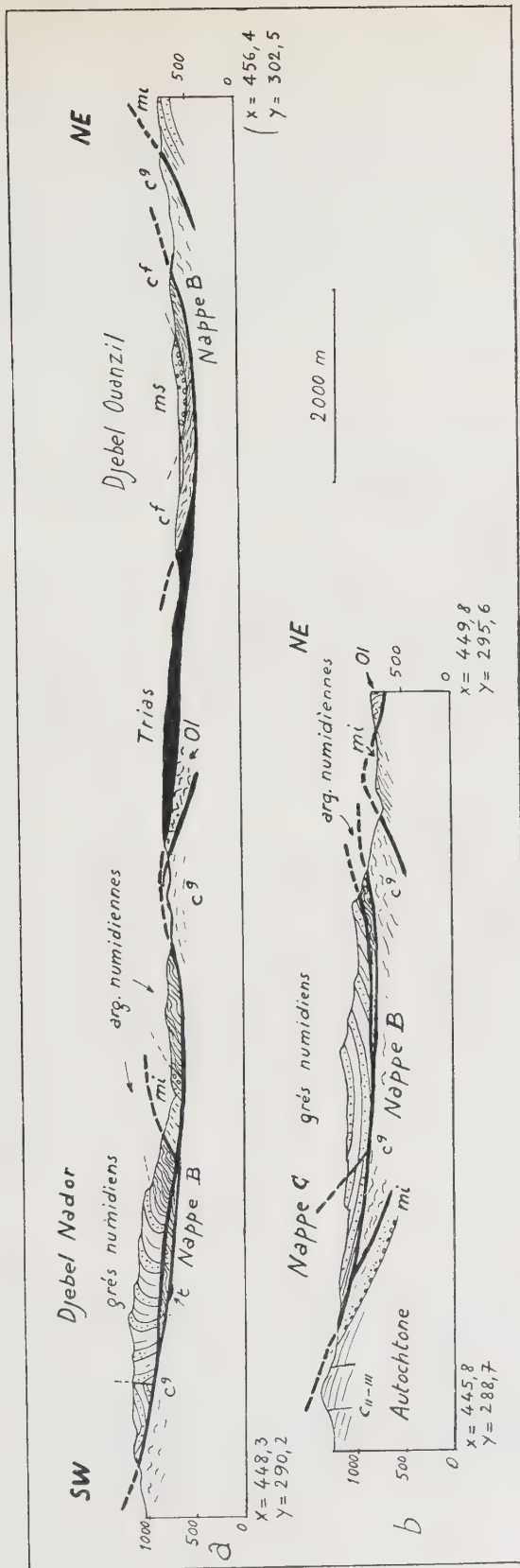


FIG. 201. — Coupe de la nappe C au Djabel Nador (f. de Teniet el Haad).
 t : trias ; c₁₁₋₁₃ : Barrémo-Aptien ; Cf : Crétacé à faciès flysch ; C₉ : Sénonien ; Ol : Oligocène à faciès « Boghari » ; mi : Miocène inférieur ; ms : Miocène supérieur.

dans la partie SW du massif, mais elles peuvent sans difficulté être attribuées aux mouvements post-nappe qui ont affecté l'autochtone ; en effet, dans cette région, on remarque d'incontestables failles dénivellant la surface de base de l'Oligocène (fig. 137). La position anormale du lambeau d'Oligocène traversé par la route, à 2 km au SW de Dutertre ($x = 445,7$, $y = 292,4$) (fig. 137), peut ainsi fort bien être due à l'existence de failles post-nappe.

b) Le Trias.

Il jalonne souvent la base des argiles « numidiennes » et indique aussi que le contact de base de ces argiles est bien anormal ; jamais il n'apparaît ailleurs que dans la semelle argileuse basale.

Dans le Bled Bouziza ($x = 450,5$ $y = 295$), on observe un énorme amas triasique (gypse et très nombreux copeaux du socle primaire) paraissant à première vue diapir ; on remarque cependant que ce Trias jalonne exactement la limite inférieure des argiles « numidiennes » ; nous pensons de ce fait qu'il s'agit de la semelle triasique de la nappe C (fig. 201). On remarque d'ailleurs en $x = 450,8$ $y = 295,1$ une lentille de Trias interstratifiée dans les argiles, ce qui indique bien que le diapirisme n'a pas lieu d'être invoqué ; plus au N enfin, le Trias jalonne le contact anormal séparant les argiles « numidiennes » du Miocène sous-jacent (fig. 100).

c) Tectonique du massif.

La base de la nappe est presque partout constituée par des argiles « numidiennes » qui forment un coussinet de puissance variable (0 à plusieurs centaines de mètres) à la série gréseuse ; celle-ci repose le plus souvent anormalement sur les argiles, un rabotage basal soulignant fréquemment le contact.

Grâce à la présence d'un lambeau de Miocène inférieur, on peut déceler à l'intérieur des argiles « numidiennes » un important contact anormal (fig. 127). La série gréseuse présente une allure assez tranquille, proche de l'horizontale et à peine faillée, sauf dans sa partie E où l'on remarque un flanc d'anticlinal couché (fig. 201).

4) LE MASSIF CRÉTACÉ DU DJEBEL OUANZIL

(f. de Teniet el Haad)

La constitution de la nappe C change dans cette région ; les grès numidiens ont disparu, et la nappe n'apparaît plus, de ce fait, dans le paysage ; seul subsiste le flysch crétacé qui couvre ici de vastes surfaces. Ce flysch, bien daté dans ce secteur (Aptien, Albien, Cénomano-Turonien, Sénonien) repose toujours, soit sur du Sénonien supérieur, soit sur du Miocène inférieur ; la réalité du contact anormal de base est donc bien démontrée.

a) La surface de contact anormal de base.

Elle reste toujours très plate et très simple, et dessine en gros un synclinal très atténué dont seul le flanc NW est légèrement redressé (fig. 201).

b) Le Trias.

Il ne jalonne la base de la nappe de façon nette que dans la partie NW du massif.

Plus au S apparaît l'énorme massif triasique de Marbot (plus de 4 km²) à propos duquel il est difficile de conclure définitivement, car les contacts avec les terrains environnants sont toujours masqués. Cependant comme rien ne vient appuyer l'hypothèse diapir, nous pensons qu'il s'agit d'une galette subhorizontale correspondant à la base de la nappe C ; cette interprétation est appuyée par les faits suivants : le Trias est entouré vers l'W de Miocène inférieur qu'il domine topographiquement et à peine plus au N (voir carte géologique de Teniet el Haad), c'est bien au-dessus du même Miocène inférieur et à la base de la nappe C que l'on trouve des lambeaux de Trias.

c) Tectonique d'ensemble.

Comme le flysch crétacé est pauvre en fossiles, et en raison des multiples complications de détail (renversement, laminage, plissements, etc...), il est impossible de se faire une idée précise sur la structure de la nappe. A grande échelle, il s'agit cependant d'une série monoclinale rabotée à sa base et dont les termes les plus récents (Sénonien) affleurent sur le flanc N.

Une seule complication importante apparaît dans sa partie NW ; il s'agit d'une lame très étroite d'Oligocène (riche en fossiles lutétiens remaniés) qui est coincée à la base de la nappe vers $x = 453,5$ $y = 299,5$ (fig. 100).

La présence d'Oligocène à la base de la semelle crétacée met une fois de plus l'accent sur la complexité tectonique de la nappe C.

5) LE MASSIF « NUMIDIEN » DU DJEBEL TIKLEDJA (fig. 202)

Il s'agit à première vue d'un lambeau d'Oligocène subhorizontal transgressif. On remarque cependant rapidement qu'il s'agit d'un compartiment monoclinale à faible pendage NE, très nettement raboté à sa base et reposant sur une surface de contact anormal subhorizontale prolongeant d'ailleurs celle de la Forêt des Cèdres. D'abondants manteaux d'éboulis ne permettent pas d'observer la base de la nappe.

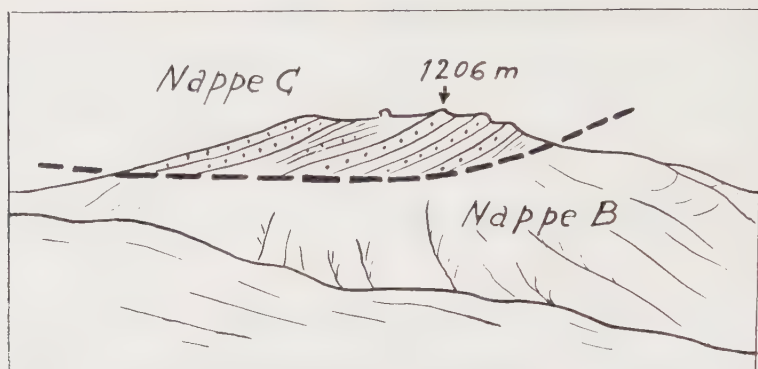


FIG. 202. — Le Djebel Tikledja vu du Nord.

La cote du sommet est de 1206 m. sur le 1/50.000 et de 1207 m. sur le 1/200.000.

6) LES LAMBEAUX DU NW DE LA F. DE BOURBAKI

Ils se rattachent à l'important massif du Djebel Bammour situé sur la feuille voisine d'Aïn Dalia et, comme lui, sont essentiellement constitués d'argiles « numidiennes ».

La surface basale de contact anormal est ici particulièrement bien soulignée grâce à l'abondance des lambeaux de Trias qui la jalonnent presque partout ; à la limite des feuilles de Bourbaki et d'Aïn Dalia, c'est un véritable banc de gypse triasique qui constitue la base de la nappe.

Contrairement à ce que nous avons observé pour les affleurements précédents, la nappe est ici notablement replissée (fig. 203) ; l'Oligocène a été conservé dans des synclinaux dont l'axe est sensiblement NS ; les flancs de l'un d'eux sont « coffrés » à la manière des plis du Jura.

7) LE DJEBEL MAZIOUTE

(f. d'Orléansville et de Beni bou Douane)

En l'absence de Trias et d'un rabotage basal bien net, la réalité du contact anormal de base qui est très probable, ne peut être démontrée.

8) LE LAMBEAU DES OULAD SLAH

(f. de Beni bou Douane)

En $x = 433,6$ $y = 366,1$ le Crétacé supérieur est recouvert par un minuscule (0,15 km² environ) lambeau d'un flysch crétacé que nous rattachons à la nappe C, en raison des faciès (grès-quartzites, radiolarites, plaquettes calcaires à prismes d'Inocérames).

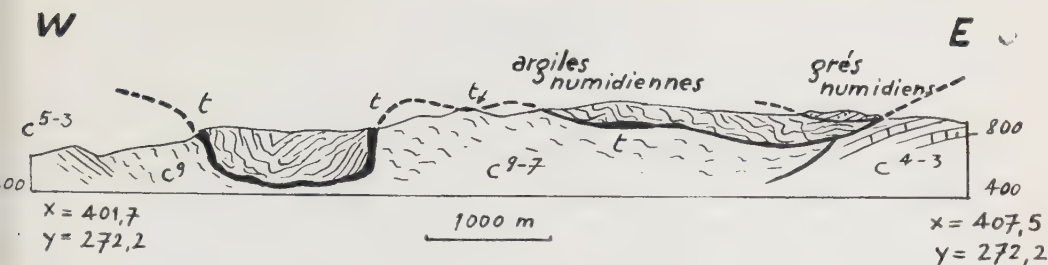


FIG. 203. — Allure de la nappe C dans le coin NW de la f. de Bourbaki. t : Trias ; C5-3 : Albien supérieur-Cénomannien ; C9-7 : Sénomien.

De petits lambeaux de Trias jalonnent la base de ce flysch et soulignent ainsi le contact anormal de base.

9) LES LAMBEAUX DU SOUK EL DJEMAA

(f. de Pont du Caïd)

Seul le complexe crétacé à faciès flysch est ici visible ; comme ailleurs, il repose anormalement sur le Crétacé supérieur, mais le contact n'est pas ici jalonné par du Trias. La surface de contact anormal est plissée en synclinal comme le Miocène du Chéliff qui le surmonte (fig. 102).

10) LE LAMBEAU DES MATMATAS

(f. de Pont du Caïd ; fig. 204)

Vers $x = 464,7$ $y = 306,3$ on rencontre un petit lambeau (d'une centaine de mètres de long) du Crétacé à faciès flysch qui caractérise la nappe C ; mais la position tectonique de ce lambeau est anormale ; il ne s'agit plus d'une klippe posée sur un point haut, mais d'affleurements situés en contrebas du Kef el Aouda, constitués de Miocène inférieur subvertical accolé à du Lutétien supérieur. Il est cependant malgré tout possible d'interpréter ce lambeau en klippe ; il suffit pour cela de supposer qu'il y a eu des mouvements postérieurs à la mise en place de la nappe.

Cette interprétation s'accorde d'ailleurs avec l'existence, à la base du Crétacé à faciès flysch, d'un véritable banc de Trias qui, bien que rempli en synclinal, n'en souligne pas moins la réalité du contact anormal de base. Ce dernier est d'ailleurs déjà démontré par la superposition du flysch à *Orbitolina concava* Lamarck sur le Sénomien supérieur et le Lutétien.

11) LE LAMBEAU DU FOSSÉ DU DJEBEL TACHTA

(f. de Teniet el Haad)

Il s'agit d'un lambeau qui, malgré sa superficie très réduite (1/10 de km² environ) constitue un intéressant témoin de la

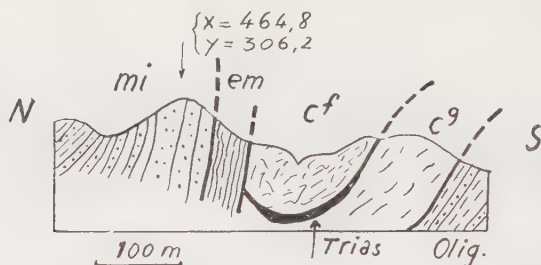


FIG. 204. — Nappe C : allure du lambeau des Matmatas.
Cf : Crétacé à faciès flysch ; C9 : Sénonien ; em :
Éocène moyen ; mi : Miocène inférieur.

nappe C. Sa base est jalonnée par un banc peu épais de Trias (gypse, cargneules, cipolins, Cristallophyllien) ; au-dessus n'apparaissent que quelques mètres de Crétacé à faciès flysch, eux-mêmes surmontés par du Miocène inférieur probablement transgressif (fig. 205).

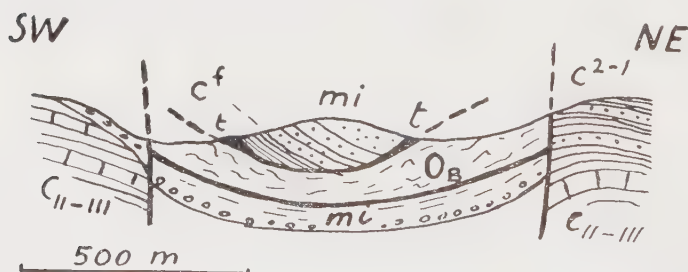


FIG. 205. — Nappe C : le lambeau du fossé du Djebel Tachta.
CII-III : Barrémo-Aptien ; C2-1 : Albien ; Cf : Crétacé à faciès
flysch ; Ob : Oligocène à faciès Boghari ; mi : Miocène inférieur.

12) LA KLIPPE DE LETOURNEUX

(fig. 206, 141, f. de Letourneux)

Le village de Letourneux est dominé, au NE, par un relief triasique qui fut toujours interprété en diapir enraciné. Ce Trias déjà décrit par Gentil (1902, p. 141, fig. 29-30) n'est en réalité que la semelle subhorizontale d'un lambeau de Miocène inférieur raboté à sa base ; cette semelle atteint plusieurs dizaines de mètres de puissance ; à côté du gypse dominant, on rencontre de très nombreuses roches exotiques arrachées au socle (gneiss, mica-schiste, granite, diorite, ...).

L'allure subhorizontale de la lame triasique ressort de sa cartographie en forme d'anneau, incompatible avec l'hypothèse diapir ; cette dernière ne s'accorde pas plus avec la nature du conglomérat miocène encadré par le Trias ; on y rencontre en effet des roches totalement inconnues dans le substratum de la région (en particulier des galets de calcaires de la « chaîne calcaire », voir p. 316) ; le chapeau de Miocène ne peut donc avoir été remonté par un diapir.

L'interprétation non diapir est d'ailleurs confirmée par l'examen d'un deuxième flot triasique situé un peu plus au sud ; le Trias est ici perché au sommet d'un mamelon appelé Djiret ; il repose cette fois-ci incontestablement sur le Miocène inférieur sous-jacent et cette superposition anormale est d'autant plus nette que le gypse est affecté d'une pseudo-stratification tectonique subhorizontale (Gentil avait d'ailleurs déjà souligné cette superposition anormale ; 1902, fig. 31).

Les cotes de ces deux affleurements triasiques (1200 à 1250 m) montrent que la surface de base de la nappe C est dans cette région restée subhorizontale.

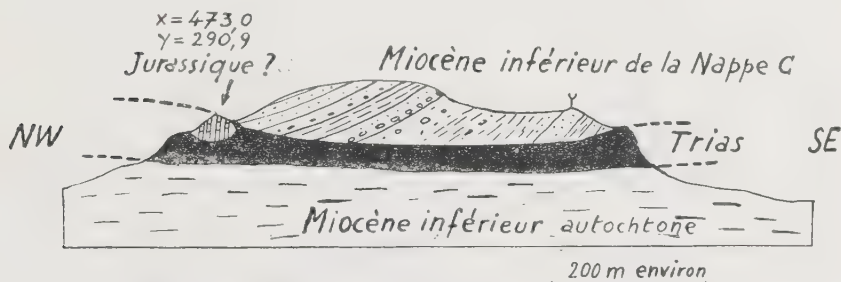


FIG. 206. — Coupe de la klippe de Letourneux.

13) LE MASSIF MIOCÈNE DU DJEBEL BOU RHIDA

(fig. 208, 126)

Cet énorme massif de plus de 50 km² n'est qu'une vaste série monoclinale reposant par la tranche sur une surface de contact anormal subhorizontale. Cette interprétation s'impose au simple examen de la carte géologique de la région (fig. 126). Le massif du Djebel bou Rhida illustre à la perfection la notion de rabotage basal et d'allochtonie ; il s'agit de l'exemple le plus démonstratif et à la fois le plus extraordinaire de la région qui peut particulièrement bien être étudié grâce à l'absence presque totale de

végétation et à la présence dans le Miocène de nombreux bancs durs qui en soulignent la structure.

Il s'agit en un mot d'un exemple de rabotage basal tellement net qu'il pourrait être pris comme type du genre.

a) La surface de contact anormal de base.

L'allure de son intersection avec la topographie montre à elle seule qu'il s'agit d'une surface très plate, généralement subhorizontale, très faiblement relevée vers le NE. Chaque fois que le contact anormal est visible sur le terrain, on peut confirmer cette faible inclinaison. En $x = 466,95$ $y = 280,65$ le contact anormal est bien dégagé et, chose étonnante, le long de ce contact pourtant très important, les terrains encaissants ne sont perturbés que sur quelques millimètres de puissance ! Le contact est encore bien visible dans la fenêtre tectonique qui apparaît dans la partie SE du massif à l'occasion d'un léger bombement ; le contact anormal correspond là à une zone qui n'est froissée que sur quelques décimètres (fig. 207).

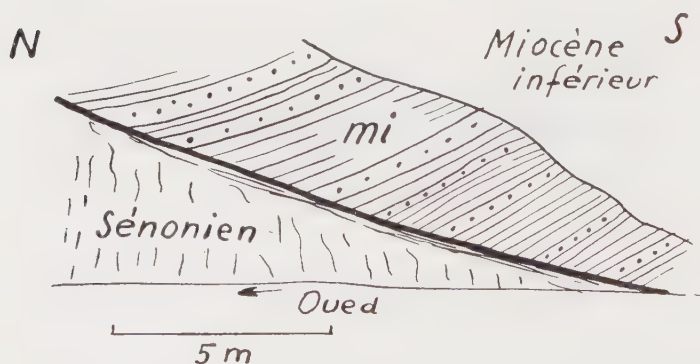


FIG. 207. — Le contact de base de la nappe C en $x = 467,75$, $y = 275,85$ (f. d'Er Rebiba).

Quelques rares et petits lambeaux de Trias semblent jalonner la base de la nappe ; il est cependant la plupart du temps difficile de savoir s'il s'agit de Trias vraiment coincé dans le contact anormal ou appartenant simplement à la nappe B sous-jacente. Signalons en exemple le Trias situé vers $x = 469,5$ $y = 280,5$ sur la feuille de Letourneux.

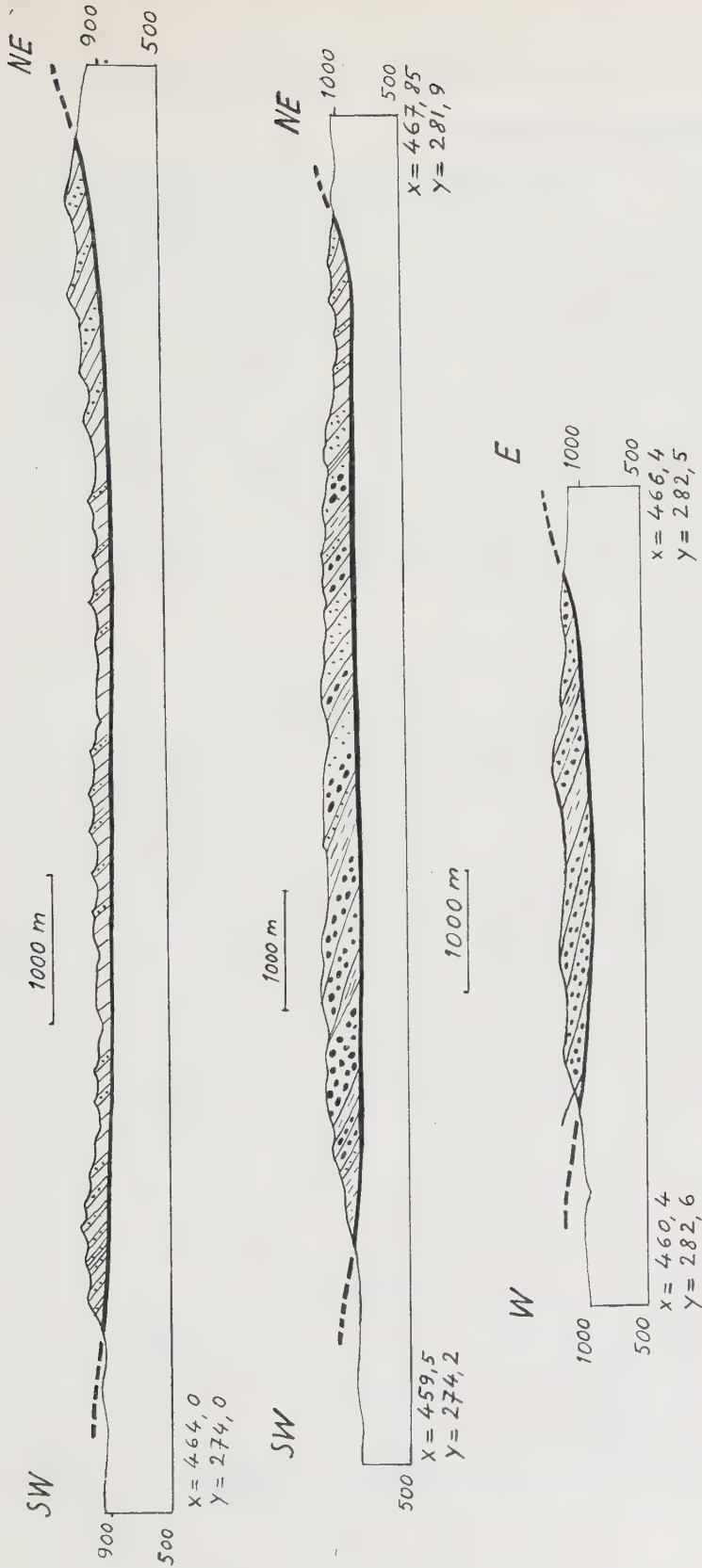


Fig. 308. — Coupes du monoclinel miocène du Bou Rhida.

b) Tectonique du massif.

Elle est très simple puisque, comme le montre la figure 208 nous sommes en présence d'une très simple série monoclinale rabotée à sa base. Dans sa partie NW on remarque à la base une semelle peu épaisse de Crétacé à faciès flysch, qui permet de rattacher sans ambiguïté l'unité du Djebel Bou Rhida à la nappe C ; mais il n'est pas possible de savoir si le Miocène repose normalement ou non sur ce Crétacé.

On peut facilement se persuader, en observant l'allure des bancs miocènes, qu'aucun accident tectonique n'affecte la série monoclinale du Djebel Bou Rhida, et ceci malgré l'intensè rabotage basal qui l'affecte. Cette tranquillité est d'autant plus extraordinaire qu'on est obligé d'admettre une ablation basale considérable, atteignant plusieurs kilomètres cubes ! Que sont devenus tous les débris de cet arrachement ? Il est pour le moment impossible de le savoir.

D. CONCLUSIONS GÉNÉRALES

Les faits exposés ci-dessus nous permettent de présenter quelques constatations d'ordre général et de poser quelques problèmes.

1) RELATIONS DE LA NAPPE C AVEC SON SUBSTRATUM

La plupart du temps, la nappe C surmonte le Crétacé supérieur de la nappe B. Mais il arrive aussi qu'elle repose, soit simultanément sur la nappe B et l'autochtone (fig. 209), soit directement sur l'autochtone (fig. 206) ; on peut donc parler pour la nappe C, non seulement de rabotage basal, mais encore de « discordance tectonique ».

Comme cette dernière n'est visible qu'en bordure des bombements autochtones ou à l'intérieur de ces bombements, il faut admettre que la nappe C s'est écoulée sur une surface entaillant les bombements autochtones.

Ceux-ci existaient donc déjà avant la mise en place de la nappe. Si l'on ramène la surface de base de la nappe C à l'horizontale, on aboutit au schéma rétrotectonique de la figure 210 qu'il semble difficile d'interpréter sans supposer que la nappe C s'est avancée sur une surface d'érosion tronquant la nappe B et l'autochtone.

2) SUR L'ORIGINE ET LE MÉCANISME DE MISE EN PLACE DE LA NAPPE C

Les faciès du Crétacé, de l'Oligocène et du Miocène montrent, sans doute possible, que l'origine de la nappe C est lointaine et

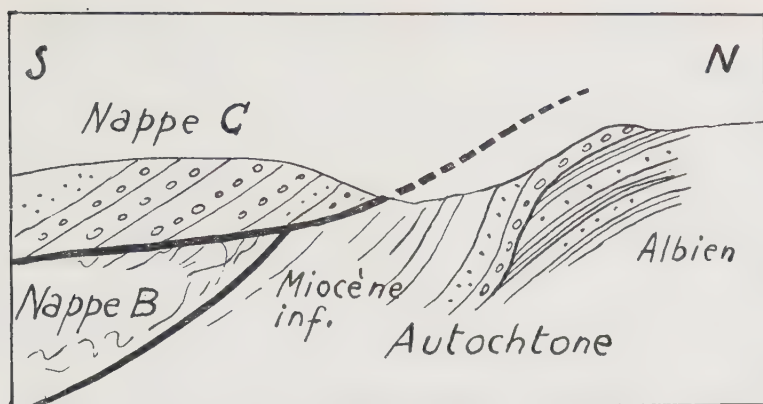


FIG. 209. — Les rapports de la nappe C avec son substratum à l'E de Trolard Taza.

ne saurait être recherchée dans le Tell méridional lui-même. Dans ce dernier, les faciès des terrains situés sous la nappe C (nappe B, complexe A, autochtone) sont en effet totalement différents de ceux de la nappe elle-même (voir chapitre « stratigraphie »). Il faut aller jusque dans le Tell littoral plus exactement dans la « nappe du flysch » de L. Glangeaud (1932) pour trouver des faciès analogues.

Au S de cette « nappe du flysch », le Crétacé, qui est toujours bien visible et couvre de vastes surfaces jusque dans le Tell méridional, offre constamment un faciès radicalement différent de celui de la nappe C ; force nous est donc de chercher, en dehors de toute considération paléogéographique arbitraire, la région d'origine de la nappe C dans le Tell littoral ou plus au N ; ceci nous donne un ordre de grandeur de 90 km minimum pour l'amplitude du déplacement des lambeaux les plus méridionaux de la nappe C (Kef Asfer, centre de la f. de Taine).

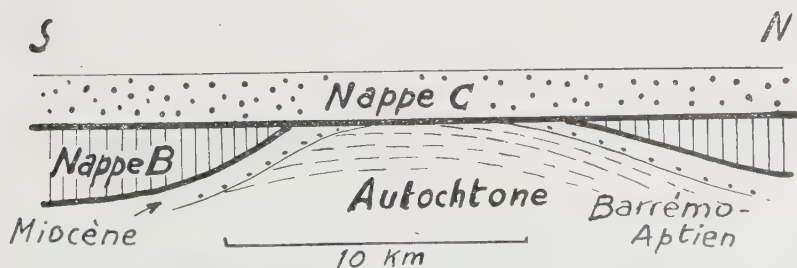


FIG. 210. — Allure générale de la nappe C par rapport à son substratum.

Nous parlons de « minimum », car la nappe du flysch repose déjà anormalement dans le Tell littoral, sur le Crétacé supérieur ; le flysch s'est donc évidemment déposé plus au N. Il faudrait ainsi, pour connaître l'amplitude exacte du déplacement, ajouter à 90 km, la valeur du déplacement de la nappe du flysch, valeur qui n'est certainement pas négligeable (au moins 10 km ?).

On peut donc conclure que le flysch de la nappe C a subi des déplacements qui peuvent atteindre un ordre de grandeur de 100 km¹.

Comme la nappe C n'atteint jamais une épaisseur de 1000 m et qu'elle s'est déplacée de 50 à 100 km, il ne s'agit à l'échelle du Tell que d'une mince pellicule pour laquelle un seul mécanisme de mise en place s'impose ; celui du glissement par gravité. Ce glissement s'est peut-être effectué sur une surface d'érosion et il est possible d'admettre, à la suite de A. Caire (1957), qu'il s'agissait d'une pédiplaine légèrement inclinée vers le sud.

3) LA NAPPE C SE SUBDIVISE-T-ELLE EN PLUSIEURS LAMES ?

On trouve dans la nappe C du Crétacé, de l'Oligocène et du Miocène ; chacun des trois termes arrive à constituer à lui seul d'importants massifs. On pourrait être tenté de voir dans chacun de ces termes une unité tectonique distincte. On aurait alors une lame basale crétacée, une lame oligocène et enfin, au sommet, une lame miocène. Mais cette interprétation ne peut certainement pas être adoptée dans sa totalité.

Il existe peut-être une lame crétacée distincte ; un contact anormal sépare en effet toujours le Crétacé de l'Oligocène sous-jacent, et le Trias jalonne quelquefois ce contact (N du Djebel Laghouate). Ces faits ne sont cependant pas décisifs, car si le Crétacé formait une lame tectonique indépendante, il faudrait qu'elle se trouve toujours dans la même position tectonique, c'est-à-dire qu'elle apparaisse toujours structuralement sous l'Oligocène. Or, il arrive que l'Oligocène soit coïncé sous le Crétacé (fig. 100) ; il est vrai que cet exemple est unique et que le lambeau d'Oligocène est très réduit. Malgré cela, il fait peser un doute sur la validité de la lame crétacée.

Mais si l'on peut hésiter sur la réalité d'une lame crétacée, il n'en est pas de même pour l'Oligocène et le Miocène qui ne sau-

1. Soulignons cependant que deux phases, l'une oligocène, l'autre miocène ont théoriquement pu superposer leurs effets pour arriver à un tel chiffre.

raient constituer des unités tectoniques séparées¹. Le Miocène s'est déposé sur l'Oligocène et s'il arrive à former, à lui seul, des klippes isolées, la chose peut facilement être expliquée, d'une part par le rabotage basal, d'autre part et surtout par l'allure de la transgression miocène et peut-être oligocène.

Examinons en effet les lambeaux de la nappe C qui sont uniquement constitués de Miocène dans la partie E du territoire (massif du Djebel Bou Rhida, klippe de Letourneux) ; cette composition monogénique de la nappe C peut facilement être interprétée de la façon suivante : avant la mise en place des nappes, le Miocène s'est déposé sur une épaisseur très réduite d'Oligocène et de Crétacé, ces derniers ayant par exemple été érodés avant le dépôt du Miocène ; lorsque la nappe C se met en place, le mince coussinet de Crétacé et d'Oligocène disparut par ablation basale de sorte qu'actuellement nous ne voyons plus qu'un lambeau de Miocène.

Le Miocène ne saurait en outre former une unité tectonique distincte puisqu'il est transgressif sur l'Oligocène au Djebel Nador et que là il est, tectoniquement inclus dans l'Oligocène.

Il est donc vraisemblable que la composition variable des différents lambeaux de la nappe C (prédominance du Crétacé, de l'Oligocène ou du Miocène) est simplement due à l'hétérogénéité du matériel qui fut livré à la gravité.

1. Cette subdivision en unités tectoniques distinctes a été adoptée plus à l'E par la S. N. Repal (1956, unités VII et VIII) ; mais celles-ci ne sont à notre avis que différents aspects de la nappe C.

APERÇU SUR LA STRUCTURE DU TELL SEPTENTRIONAL

Il n'est pas possible d'intégrer une étude régionale dans une synthèse cohérente sans tenir compte des territoires avoisinants. Dans le cas qui nous concerne, il était indispensable d'examiner la partie du Tell septentrional située au N de l'Ouarsenis oriental ; il eût même fallu étudier cette partie du Tell septentrional avec le même détail que le Tell méridional. Cela n'a pas été possible car le but de notre travail était plus limité ; nous avons cependant eu l'occasion d'y effectuer quelques rapides tournées et de faire quelques observations nouvelles.

Nous les exposerons rapidement en rappelant les faits essentiels concernant cette région que nous connaissons depuis les importants travaux de L. Glangeaud (1932).

A. LES GRANDS TRAITS STRUCTURAUX DU TELL SEPTENTRIONAL

On peut facilement distinguer, au N de l'Ouarsenis, les unités structurales suivantes (fig. 211) :

1) LE MASSIF PRIMAIRE KABYLE ET LA « CHAÎNE CALCAIRE » BORDIÈRE

(zones Ib et c de L. Glangeaud, 1932)

Ces deux unités sont bien représentées dans le massif du Chenoua. La première apparaît dans sa partie septentrionale où l'on rencontre de notables affleurements de Dévonien recouverts de Permo-Trias. Quant à la « Chaîne calcaire » elle borde au S ces affleurements primaires ; elle est caractérisée par la série stratigraphique suivante : Trias peu ou pas gypseux, Jurassique calcaire recouvert par un Crétacé très peu épais (Néocomien et Sénonien transgressifs), Éocène moyen marneux ou calcaire (faciès à Nummulites) et enfin Oligocène essentiellement gréseux et conglomératique (à faciès kabyle).

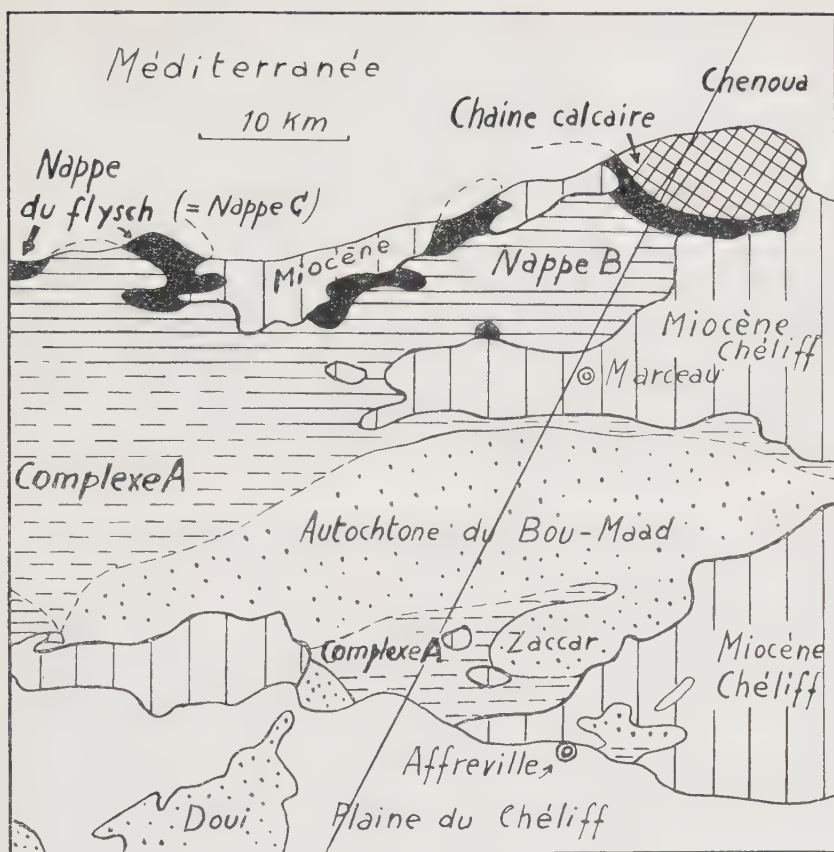


FIG. 211. — Esquisse structurale d'une partie du Tell septentrional (voir texte).



1 : « Chaîne calcaire » et primaire ; 2 : « Nappe du flysch » ; 3 : Nappe B ; 4 : Complexe A ; 5 : Autochtone ; 6 : Miocène post-nappe ; 7 : Quaternaire.

Cette série est bien différente de celle du Tell proprement dit par : son Trias non gypseux, son Crétacé très réduit et non détritique, sa lacune de l'Éocène inférieur, son Lutétien transgressif, l'absence d'Éocène supérieur et d'Oligocène inférieur¹, son Oligocène à faciès kabyle transgressif.

1. L'Oligocène du Chenoua nous a en effet fourni *Miogyssinoi des complanata* Schlumberger, qui caractérise un Oligocène élevé.

Dans le détail, les terrains de la « Chaîne calcaire » sont très tectonisés ; à plus grande échelle, le massif du Chenoua tout entier est vraisemblablement limité au S par un contact anormal incliné vers le N (voir ci-dessous).

2) LA « NAPPE DU FLYSCH »

(zone Ic de L. Glangeaud 1932)

Il s'agit d'une épaisse masse de flysch chevauchée au N par la « chaîne calcaire » et reposant anormalement au S sur le Crétacé supérieur. Au Chenoua même le Berriasien, le Barrémien, l'Aptien et le Sénonien ont pu être caractérisés dans le flysch.

L'existence de Berriasien est prouvée par la découverte de la microfaune suivante (dét. M. Durand Delga) :

Nannoconus steinmanni
Calpionella alpina
 — *elliptica*
Tintinnopsella carpathica (passant à *T. longa*)
 — *gr. cadischiana*
Amphorellina (?) *subacuta*
Globochaete alpina
Stomiosphaera minutissima
Cadosina fusca

Celle-ci a été trouvée dans des calcaires à grain fin qui sont intercalés dans le flysch vers $x = 465,6$ $y = 365,3$. Des calcaires à grain fin, interstratifiés dans le flysch qui est traversé en tranchée par la route du Chenoua, au N du Koudiat Chechia, ont en outre été attribués au Néocomien supérieur-Barrémien ; ils ont en effet fourni des *Nannoconus* qui appartiendraient (communication orale de M. Durand-Delga) au groupe anté-aptien de *Steinmanni* (Kamptner).

L'Aptien est très probablement représenté par des grès-quartzites à Orbitolines trouvés vers $x = 465,5$ $y = 365,2$.

Le Sénonien enfin se présente sous forme de calcaires microbréchiques et microconglomératiques associés à des niveaux rougeâtres et intercalés dans du flysch ; vers $x = 465,6$ $y = 365,35$ ils contiennent des *Globotruncana*.

D'après des découvertes faites en d'autres régions (L. Glangeaud, 1932, M. Durand Delga, J. Magné, A. Lambert, 1955a, M. Durand Delga, A. Lambert, 1955b) où l'on a pu individualiser le Tithonique, l'Aptien, le niveau de Clansayes, le Vracono-Cénomaniien et le Sénonien, ce flysch est vraisemblablement une série compréhensive allant du Tithonique au Sénonien.

La tectonique interne de cette nappe du flysch est très complexe ; signalons simplement pour l'illustrer que le Berriasien signalé plus haut repose sur le Sénonien.

Les rapports entre la chaîne calcaire et la nappe du flysch.

On sait depuis les travaux de L. Glangeaud que le contact entre le flysch et la chaîne calcaire est un « contact mécanique » (1932, p. 470). La seule question qui se pose encore est celle de l'âge et de l'importance de ce contact mécanique.

En ce qui concerne l'âge de ce contact anormal, signalons qu'une bande d'Oligocène s'intercale toujours entre le Secondaire et l'Éocène de la chaîne calcaire et le Crétacé de la nappe du flysch ; cet Oligocène est incontestablement transgressif au N sur la chaîne calcaire ; au S, le contact Oligocène-flysch crétacé est d'interprétation moins immédiate, ce qui fait que plusieurs points de vue peuvent être opposés :

a) Le contact chaîne calcaire-nappe du flysch est antérieur à l'Oligocène supérieur et n'a pas rejoué postérieurement ; l'Oligocène repose alors transgressivement, à la fois sur la chaîne calcaire et sur le flysch.

b) Le contact chaîne calcaire-nappe du flysch est postérieur à l'Oligocène supérieur ; dans ce cas l'Oligocène ne repose transgressivement que sur la chaîne calcaire ; le contact Oligocène-flysch est anormal.

c) Le contact est anté-oligocène et a rejoué après l'Oligocène ; dans ce cas le contact Oligocène flysch peut être à la fois normal et anormal.

Il est actuellement difficile de conclure définitivement ; nous signalerons simplement que la première hypothèse doit être exclue pour les raisons suivantes : au Chenoua, vers $x = 465,4$ $y = 367,8$, un lambeau de calcaires jurassiques minéralisés jalonne le contact de l'Oligocène et du flysch crétacé sous-jacent ; ce contact ne peut donc être un contact de transgression ; il s'agit, au moins en un point, d'un contact mécanique.

Il y a donc eu des mouvements post-oligocènes et il nous faut désormais choisir entre la deuxième et la troisième des interprétations qui ont été proposées ci-dessus.

L'importance du chevauchement de la chaîne calcaire sur la nappe du flysch reste elle aussi difficile à connaître, car le terrain ne nous fournit pas d'arguments géométriques décisifs et les faits stratigraphiques admettent plusieurs interprétations. Mais le contact anormal sépare deux séries crétacées totalement différentes, et, dans d'autres régions (Petite et Grande Kabylie), le chevauchement du socle vers le sud atteint plusieurs dizaines de kilomètres ; il est donc logique d'admettre que le Chenoua s'est avancé de plusieurs kilomètres.

Comparaisons entre la nappe du flysch et la nappe C du Tell méridional.

Les faciès du Crétacé de la « nappe du flysch » sont en tous points analogues à ceux que l'on rencontre dans la nappe C du Tell méridional ; ils diffèrent par contre totalement de tous ceux que l'on rencontre dans le Tell. De plus, dans le Tell méridional comme dans le Tell septentrional, le flysch crétacé repose anormalement sur un substratum crétacé supérieur et couronne l'édifice de Crétacé allochtone.

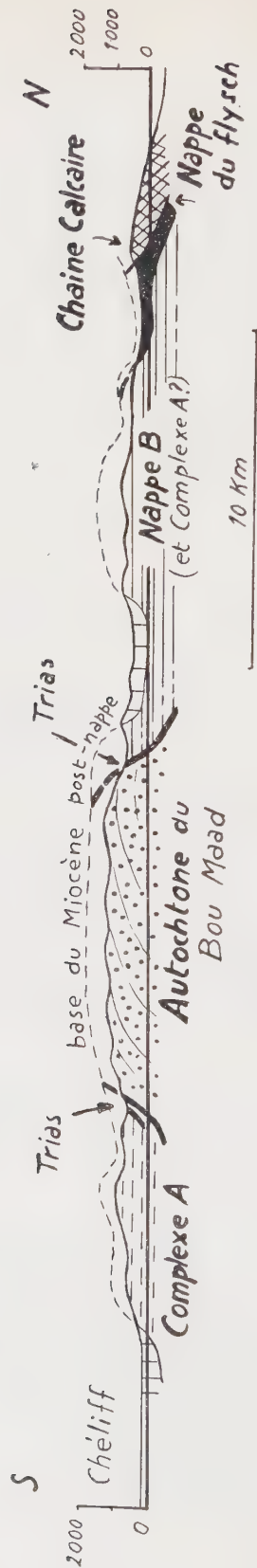


FIG. 212. — Coupe schématique du Tell septentrional (voir fig. 211)

La nappe du flysch et la nappe C du Tell méridional sont donc comparables tant stratigraphiquement que structuralement. Comme enfin on rencontre des témoins de la première jusque dans la partie S du Tell septentrional — lambeau du Djebel Tacheta (L. Glangeaud 1932) — et comme, dans le Tell méridional, les lambeaux de la deuxième remontent également jusque sous le Miocène du Chélif, le raccord des deux unités est facile à faire ; elles ne font qu'un, seule varie leur composition ; dans le Tell septentrional on y rencontre surtout du Crétacé et moins d'Oligocène ; dans le Tell méridional le Crétacé est peu abondant, l'Oligocène très fréquent ; il s'y adjoint en outre du Miocène. Cette différence de composition se conçoit d'ailleurs aisément *si l'on suppose que la « nappe numidienne » du Tell méridional est, à grande échelle, la couverture décollée de la « nappe du flysch » du Tell septentrional.*

3) LES STRUCTURES SIMPLES DE L'AUTOCHTONE

Les structures simples du Bou Maad (voir fig. 211), ainsi que celles des massifs primaires et jurassiques du Chélif (Zaccar, Doui, massif de Littré) s'opposent aux domaines chevauchants de la chaîne calcaire et de la nappe du flysch ; il est impossible de ne pas les rattacher au substratum vraiment autochtone.

L'autochtonie des massifs du Chélif ne faisant aucun doute, examinons quelque peu la structure du Bou Maad. Elle rappelle tout à fait l'autochtone de la région de Teniet el Haad, tant par sa simplicité que par la grande abondance de schistes bleus du Crétacé inférieur ; les bancs peuvent là aussi, se suivre sur plusieurs kilomètres. A proximité de la piste rejoignant le Zaccar à Marceau, on remarque que cette structure se résoud en une simple série monoclinale faisant apparaître au N, la base de la série (Néocomien) et allant au SE jusqu'à l'Albo-Cénomanién. Latéralement cette structure se modifie légèrement (failles, amples plis), tout en gardant une grande simplicité. Le Bou Maad appartient donc incontestablement à l'autochtone¹.

4) LES STRUCTURES PLUS COMPLIQUÉES SITUÉES AU N DE L'AUTOCHTONE DU BOU MAAD (para-autochtone et allochtone ?)

Entre la « nappe du flysch » au N et les structures très simples du Bou Maad au S, on rencontre des structures qui sont toujours

1. Il ne peut donc s'agir de « l'enveloppe probablement en partie décollée, du bombement des Zaccars » (M. Durand Delga, 1956, p. 326).

plus confuses que celles de l'autochtone et qui arrivent à être fort compliquées (« écaillés intermédiaires » de L. Glangeaud, 1932).

A la lumière de ce que nous a enseigné le Tell méridional, on peut désormais se demander si toutes ces vastes étendues de Crétacé appartiennent bien au substratum autochtone. Nous pensons pour notre part qu'il ne s'agit plus d'autochtone vrai ; notre opinion s'appuie sur les arguments suivants (qui ont déjà partiellement été développés dans : A. Caire, P. Chauve, L. Glangeaud, M. Mattauer 1955 et Mattauer 1956) :

a) Lorsque l'autochtone certain est visible, sa structure est toujours beaucoup plus simple que celle que l'on observe ici.

b) Jamais l'autochtone certain (Bou Maad) ne contient de Trias (diapir ou non) ; le Crétacé des régions examinées en contient par contre de nombreux affleurements.

c) Le Crétacé moyen et supérieur de ces régions septentrionales ne repose pas simplement sur le Crétacé autochtone voisin ; on remarque que souvent des lambeaux de Trias jalonnent le contact.

Ce dernier pourrait à la rigueur être interprété en faille, le Trias étant diapir le long de ces failles ; mais cette interprétation ne s'accorde pas avec les faits car : le Trias se présente sous forme de bancs, peu épais (de l'ordre du mètre) et se suivant sur de grandes distances, qui ne peuvent correspondre à des diapirs ; ils sont par contre en tous points analogues aux affleurements triasiques jalonnant les contacts anormaux du Tell méridional.

Nous pensons donc que ces accidents à Trias correspondent à des contacts anormaux et que le Crétacé des régions septentrionales repose anormalement sur l'autochtone. L'allure très redressée des contacts anormaux semble à première vue s'opposer à cette notion, mais les exemples du Tell méridional nous apprennent qu'il n'en est rien ; la verticalité des contacts anormaux peut être due à des mouvements post-nappe ; cette interprétation est d'ailleurs d'autant plus valable que, précisément aux endroits où les contacts sont redressés (flanc N du Bou Maad), on remarque que le Miocène post-nappe est lui aussi, très redressé ; les contacts anormaux actuellement verticaux étaient donc, avant les mouvements post-nappe, subhorizontaux.

Les contacts anormaux à Trias sont bien visibles sur le flanc N du Bou Maad aux endroits suivants :

— autour de $x = 461,5$ $y = 351,6$, à proximité de la piste reliant Marceau à la maison forestière de Tizi Franco.

— autour de $x = 457,9$ $y = 351,9$, à l'W de la piste reliant Marceau à la maison forestière de Bousman,

- - autour de $x = 450,5$ $y = 352,3$, aux abords de la piste reliant Marceau à la maison forestière de Sidi Smaïl.

Comme un contact anormal jalonné de Trias, sépare l'autochtone du Bou Maad du Crétacé situé plus au N, nous pensons que ce dernier n'est pas autochtone ; il appartiendrait, pour employer des termes utilisés dans le Tell méridional, au complexe A ou à la nappe B. Mais des études de détail seraient évidemment nécessaires pour savoir s'il s'agit du complexe A, c'est-à-dire de para-autochtone possible, ou de l'équivalent de la nappe B, c'est-à-dire de terrains ayant subi de plus importants déplacements.

Il nous semble cependant logique de ranger dans le complexe A, les terrains relativement anciens (Crétacé inférieur et moyen) qui bordent au NW le bombement autochtone du Bou Maad (fig. 219).

Age des mouvements.

Dans le Tell méridional, la mise en place de l'allochtone et du para-autochtone (nappe B et complexe A) s'est effectuée pendant le Miocène inférieur. Ici on ne rencontre pas de dépôts post-éocènes ; jamais n'apparaît de Miocène anté-nappe (les affleurements de Miocène post-nappe sont par contre abondants, fig. 211). On pensait de ce fait que les mouvements y étaient anté-miocènes ; il faut cependant souligner qu'en l'absence de Miocène, rien ne peut être affirmé, ni dans un sens ni dans l'autre ; l'âge miocène des mouvements ne peut en particulier pas être exclu.

5) LE CRÉTACÉ DE LA FEUILLE DE MILIANA

Entre le Zaccar à l'E, le bombement du Bou Maad au N et le Primaire du massif de Littré au SW, on remarque sur cette feuille de vastes affleurements de Crétacé. Leur autochtonie ne fait à première vue pas de doute. Cependant un examen détaillé de cette région nous a amené, sinon à nier cette autochtonie, du moins à en douter. Ce point de vue s'appuie sur les observations suivantes :

a) Il n'est jamais possible de prouver que le Crétacé inférieur de ces régions repose normalement, d'une part sur le Crétacé du Bou Maad, d'autre part sur le Primaire de Littré.

b) Le contact entre le Crétacé inférieur (Barrémien ?) et le Primaire de la région de Littré, a toutes les chances d'être anormal puisque ni le Jurassique, ni le Trias, ni le Permo-Carbonifère ne se trouvent entre ces deux séries ; il se fait probablement soit par faille, soit par l'intermédiaire d'un contact anormal qui a été très redressé par des mouvements post-nappe ; des lambeaux de

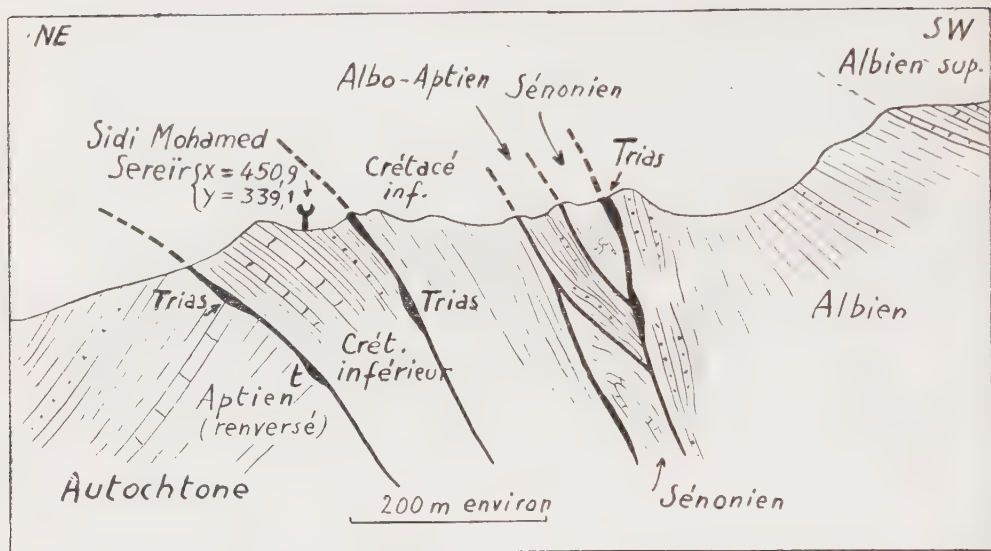


FIG. 213. — Coupe des accidents à Trias du N de la f. de Miliana.

Trias semblent en effet jalonner le contact mécanique vers $x = 442,4$ $y = 334,0$ et $x = 440,0$ $y = 335,4$.

c) Entre le Crétacé du Bou Maad et celui de la feuille de Miliana, on rencontre très souvent des affleurements filiformes de Trias ; ceux-ci ne peuvent être interprétés en diapir en raison de leur allure même ; il s'agit très vraisemblablement de contacts anormaux jalonnés de Trias.

De tels filons de Trias ont été rencontrés en de multiples endroits :

— à l'W, vers $x = 440,05$ $y = 337,2$ où il s'agit d'un banc peu épais (de l'ordre du mètre), et subvertical ;

— dans l'Oued Ben El Haceme, dont un banc de Trias coupe le lit vers $x = 447,4$ $y = 339,4$;

- vers $x = 448,3$ $y = 339,3$;

- vers $x = 450,1$ $y = 339,3$ aux bords de la nouvelle piste, etc...

Il s'agit essentiellement de cargneules et de dolomies, mais vers $x = 449,1$ $y = 339,2$ on rencontre en outre du gypse ; l'âge triasique de ces lambeaux ne saurait donc faire de doute.

— à l'extrémité W du Zaccar Rharbi (fig. 213 et 214) où les lambeaux de Trias sont abondants et nets. Ils jalonnent des contacts anormaux parmi lesquels se trouve coïncé un notable affleurement de Sénonien daté par la microfaune et par *Salenia natrix* P. et G. (dét. Devries) trouvé en $x = 450,4$ $y = 338,65$; le Sénonien s'enfonce apparemment sous le flysch crétacé situé plus au S.

Signalons en outre que les autres niveaux de la figure 213 sont datés de la façon suivante :

L'Aptien autochtone a fourni des débris d'Échinides et d'Ostracés, à cachet aptien, un peu plus à l'E, vers $x = 452,2$ $y = 339,4$; vers

$x = 450,7$ $y = 339,8$ nous avons en outre rencontré des calcaires contenant des Polypiers à cachet aptien (J. Alloiteau).

— les niveaux qui reposent sur l'Aptien autochtone et que nous avons qualifié de Crétacé inférieur (par opposition à du Crétacé supérieur) n'ont fourni à J. Magné que quelques rares individus de *Globigerina* cf. *washitensis* (Albien-Cénomaniens bas ?)

— les niveaux également qualifiés de Crétacé inférieur, qui se trouvent sous le Sénonien, ont fourni à J. Magné une microfaune à cachet albien avec

Globigerina washitensis

— sp.

Epistomina cf. *scaphiolocula*

Lenticulina sp.

Arénacés

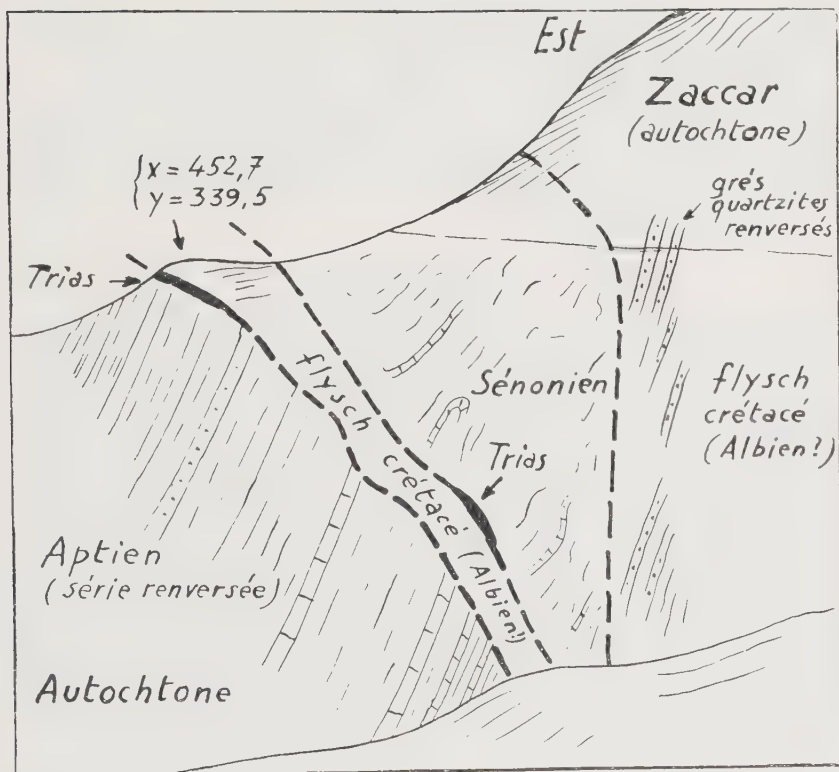


FIG. 214. — Vue sur les accidents à Trias situés à l'extrémité W du Zaccar.

On pourrait, malgré ces accidents compliqués, interpréter tous les terrains en autochtone ; il suffirait de voir dans cette région des failles injectées de Trias et légèrement déversées vers le N. Mais cette hypothèse faille nous semble difficile à retenir en raison de l'allure des copeaux de Trias. Nous pensons pour notre part,

que l'on pourrait fort bien être en présence de contacts anormaux qui, ayant été originellement proches de l'horizontale, ont postérieurement été plus ou moins redressés par des mouvements post-nappe.

Les multiples complications structurales découvertes sur la feuille de Miliana laissent donc planer un doute sur l'autochtonie du Crétacé de cette région ; il n'est, en tout cas, pas impossible que le Crétacé situé entre le Zaccar et le Primaire de Littré se rattache au complexe A défini dans l'Ouarsenis oriental.

6) LES DÉPOTS POST-NAPPE

Nous y rangeons tout le Miocène du Tell septentrional. Ce Miocène est en effet incontestablement l'équivalent du Miocène du Chélif dont la position post-nappe ne fait pas de doute.

Le Miocène inférieur du Tell septentrional appartient donc au Miocène inférieur II et non au Miocène inférieur I (voir chapitre Miocène) ; les épisodes volcaniques du Tell septentrional sont donc des manifestations post-nappe.

B. CONCLUSIONS

Ce rapide tour d'horizon nous a montré qu'il était possible de trouver dans le Tell septentrional des entités structurales analogues à celles du Tell méridional tout proche ; la nappe C s'y retrouve certainement, la nappe B et le complexe A probablement. Les interprétations que nous avons proposées pour ces régions septentrionales permettent de conserver au Tell tout entier une unité qu'il n'avait pas dans les hypothèses plus autochtonistes antérieures. Toutes les hypothèses que nous avons avancées sur ces régions devront évidemment être confirmées par des études de détail ; mais malgré leur caractère incertain (nous n'avons que fort peu parcouru les régions septentrionales), elles devaient être proposées, ne serait-ce que pour provoquer un afflux d'observations nouvelles.

ÉVOLUTION PALÉOGÉOGRAPHIQUE ET STRUCTURALE DE L'OUARSENIS ORIENTAL

L'analyse stratigraphique et structurale détaillée des pages précédentes nous a donné une idée de la complexité géologique de l'Ouarsenis oriental. Il reste désormais à utiliser toutes ces données analytiques pour essayer de construire une synthèse cohérente capable d'expliquer et de grouper tous les faits géologiques connus.

C'est au cours de cette tentative que seront exposés et discutés les schémas paléogéographiques que l'on a généralement l'habitude de reconstituer dans la partie purement stratigraphique d'un ouvrage géologique. Nous avons par là voulu insister sur la nécessité de ne pas dissocier les faits paléogéographiques et tectoniques dans une région aussi compliquée que la nôtre.

Ce chapitre est donc appelé à compléter et la stratigraphie et la tectonique des chapitres précédents ; ceux-là étaient essentiellement descriptifs ; celui-ci est par contre celui des reconstitutions, des hypothèses, des discussions. Le domaine changeant et toujours perfectible des hypothèses générales se devait d'être séparé de l'exposé des faits objectifs.

Nous serons obligés, au cours de cette tentative, de faire quelques incursions dans les régions voisines, en particulier dans le Tell septentrional ; nous nous référerons alors, soit aux études existantes, soit aux quelques renseignements recueillis personnellement.

Comme une partie des nappes de l'Ouarsenis oriental proviennent du Tell septentrional, il eût fallu, afin de pouvoir proposer une synthèse générale, connaître ce dernier avec la même précision que l'Ouarsenis oriental. Tous les problèmes concernant les nappes du Tell méridional n'ont donc pu être abordés d'après la seule étude de l'Ouarsenis oriental.

Nous passerons en revue, au cours de ce chapitre, tous les phénomènes tant stratigraphiques que tectoniques qui ont marqué chacune des époques géologiques ; toutes les hypothèses générales seront étudiées en détail après un examen critique des idées antérieures.

1. — PALÉOZOIQUE

Les renseignements que l'on possède sur le substratum anté-triasique du Tell restent très fragmentaires. Les éléments les plus intéressants sont en effet emballés, à l'état d'infimes copeaux, dans du Trias d'origine incertaine. Une couverture sédimentaire englobant certainement du Dévonien recouvrait un socle cristallophyllien.

Dans le Tell, le Primaire n'est connu en place que dans les massifs littoraux (H. et G. Termier 1950, M. Durand Delga 1955) et dans les quelques pointements autochtones du Chélif. L'origine des autres lambeaux exotiques qui parsèment le Trias est totalement inconnue ; ils proviennent au moins partiellement du Tell septentrional puisqu'ils sont emballés dans le Trias des nappes B et C.

Comme les seuls fossiles primaires découverts dans l'Ouarsenis proviennent d'un bloc de Dévonien qui, associé au Trias, est d'origine inconnue, il est tout à fait impossible d'aborder la paléogéographie des temps primaires.

Quelques constatations générales peuvent cependant être proposées :

1) Le Dévonien est daté au Chenoua (par des Tentaculites¹) et dans l'Ouarsenis oriental, il faut en outre peut-être lui rattacher la « série des schistes de Littré » des massifs du Chélif. Or le faciès de tous ces affleurements est essentiellement schisteux, les intercalations calcaires n'étant que très sporadiques.

Le Dévonien semble donc offrir dans cette partie du Tell des faciès essentiellement schisteux.

2) Rien ne permet d'attribuer au Trias supérieur les formations schisto-gréseuses antéliasiques des massifs du Zaccar et du Doui ; il est au contraire possible de les ranger, avec les intercalations volcaniques sous-jacentes, dans le Permo-Carbonifère.

3) L'abondance dans le Trias (et aussi bien dans celui du complexe A que dans celui des nappes B et C) de lambeaux exotiques

1. Cette attribution assez fragile parce que ne s'appuyant que sur des Tentaculites vient d'être confirmée grâce à la découverte de Polypiers dévoniens nombreux et bien conservés faite par M. Durand Delga (renseignement inédit).

de Cristallophyllien, et la relative rareté des blocs de paléozoïque sédimentaire semblent nous indiquer que le socle anté-triasique ne comportait généralement qu'une faible épaisseur de sédimentaire.

Une chose est en tout cas certaine : pour expliquer l'abondance des lambeaux exotiques du Trias, il faut supposer que des accidents tectoniques affectèrent le socle. Il est malheureusement impossible de situer ces accidents de socle ; peut-être se produisirent-ils dans le Tell septentrional.

2. — LE TRIAS

Dans l'Ouarsenis le Trias ne fait qu'accompagner les contacts anormaux le long desquels il est toujours intensément tectonisé. Aucune étude stratigraphique normale ne peut donc être entreprise et toute synthèse reste très aléatoire. On sait cependant : que deux principaux faciès se sont déposés (gypse, dolomie) et que dans le Tell la puissance des dépôts était très variable (0 à plusieurs centaines de mètres).

Comme presque tous les affleurements de Trias apparaissent en position anormale il est impossible de tenter d'en reconstituer la coupe type ni à plus forte raison la paléogéographie.

Les faciès.

On sait simplement que deux principaux faciès se sont déposés au cours du Trias ; d'une part un complexe gypsifère, d'autre part un complexe dolomitique. Il faut vraisemblablement rattacher les dolomies au Muschelkalk, mais rien ne permet d'affirmer l'ordre de superposition des deux séries. Rien ne permet en outre de penser que le Trias se termine comme dans le Constantinois (M. Durand Delga, 1955) par de puissants faciès gréseux.

La puissance du trias.

Malgré toutes les incertitudes et toutes les difficultés, une constatation générale peut cependant être dégagée ; c'est la puissance variable du Trias tellien ; elle se dégage à l'échelle du Tell des observations suivantes :

— Dans l'Atlas Saharien et les Hautes Plaines, plusieurs diapirs triasiques ont percé la couverture ; ils indiquent que l'épaisseur du Trias y est notable. La même conclusion doit être adoptée pour une partie au moins des massifs autochtones du Tell méridional (on remarque un diapir sur la feuille de Letourneux, à 14 km environ à l'E de Letourneux).

— Dans le Complexe A on rencontre de nombreux pointements de Trias ; or une partie au moins du Complexe A n'est pas d'origine lointaine et provient du Tell méridional lui-même. On est donc conduit à supposer que le Trias existait dans la partie du Tell méridional correspondant à l'Ouarsenis oriental. Remarquons cependant que le Trias du Complexe A n'est pas souvent gypseux ; il est essentiellement constitué de dolomies et de cargneules, et ne forme jamais d'amas importants. Ces affleurements sont probablement l'indice d'un Trias peu épais, peu gypseux et surtout dolomitique, qui se déposa en bordure du seuil du Chélif.

— Dans les massifs autochtones du Chélif, le Trias est par contre totalement absent. Quelques mètres à peine de dolomies peuvent lui être attribués.

— Dans le Tell septentrional, le Trias est de nouveau bien représenté, d'une part parce que l'on y remarque une multitude d'affleurements triasiques, d'autre part parce que les nappes B et C qui en proviennent contiennent de nombreuses et importantes lames triasiques.

— Dans les régions littorales, plus exactement dans la zone Ia et b de L. Glangeaud (1932), les faciès du Trias ont totalement changé ; les épisodes gypso-salins ont pratiquement disparu ; seuls subsistent les « calcaires vermiculés » du Muschelkalk.

L'épaisseur des dépôts gypso-salins n'était donc pas uniforme dans tout le Tell. Nous pouvons donc dire, rejoignant en cela les conclusions de L. Glangeaud (1932) *que deux zones de hauts fonds au moins séparaient deux fosses probablement subsidentes contenant de fortes épaisseurs de sédiments.*

La ride du Chélif était vraisemblablement tout à fait émergée. Il semble bien que son orientation était comme celle de la zone I, grossièrement EW, c'est-à-dire parallèle aux lignes isopiques du Secondaire et du Tertiaire. On remarque donc, dès le Trias, des directions « telliennes ».

Quelle était la puissance des dépôts gypso-salins dans chacune des fosses ? Il est évidemment impossible de le savoir, mais en raison des énormes masses triasiques que l'on rencontre dans l'allochtone, nous pensons que, pour le sillon septentrional, elle doit atteindre plusieurs centaines de mètres et peut-être près d'un millier de mètres.

3. — JURASSIQUE

La rareté des affleurements ne permet pas de proposer des constructions paléogéographiques autres que subjectives. Les faciès rencontrés ne s'écartent pas considérablement de ceux que l'on connaît dans d'autres parties de l'Algérie : l'épaisse série du Lias et du Dogger est essentiellement calcaire ; la sédimentation devient marneuse à partir de l'Argovien qui repose directement sur le Dogger. Le Jurassique du Grand Pic se singularise par la présence d'une très nette phase tectonique d'âge liasique dont l'équivalent n'avait jamais été signalé en Afrique du Nord.

Il est difficile, à partir des rares affleurements de Jurassique, dont certains sont encore très mal datés (Chélif), de proposer des constructions paléogéographiques valables.

Nous essaierons donc simplement de dégager quelques notions générales en faisant un tour d'horizon critique des idées admises jusqu'à présent.

A propos du cadre paléogéographique de G. Lucas.

Des reconstitutions paléogéographiques ont récemment été tentées par G. Lucas (1952) ; elles concernent surtout l'Algérie occidentale, mais empiètent largement sur l'Algérois ; elles couvrent donc le massif de l'Ouarsenis. D'après cet auteur, les lignes isopiques y prendraient une direction grossièrement NE-SW qui jalonnait un important axe tectonique de l'Algérie nord-occidentale, l'axe Tifrit-Alger (1952, fig. 55, 59).

Nous pensons pour notre part que les limites paléogéographiques dessinées par G. Lucas sont encore très subjectives.

Notre scepticisme est dû aux constatations suivantes :

a) Les limites paléogéographiques dessinées par G. Lucas dans l'Algérois ne sont appuyées que sur un nombre très limité d'affleurements : 3 ou 4 (Koudiat Larouah, Massif culminant de l'Ouarsenis, Djebel Nador). Or il est tout à fait impossible de dessiner, à l'aide d'un si petit nombre de points distants les uns des autres de plusieurs dizaines de kilomètres, des lignes isopiques exactes. Ceci est d'autant plus vrai qu'au Koudiat Larouah une partie de la série jurassique est mal connue, et que, dans le Massif culminant, on rencontre côte à côte plusieurs faciès d'un même niveau très différents les uns des autres.

b) Il n'est tenu aucun compte dans ces reconstitutions paléogéographiques du Jurassique du Chélif. Ce dernier n'est, il est vrai, que très mal daté, mais n'en existe pas moins avec d'ailleurs des faciès inconnus plus au S. Notons en passant que la brèche infra-argovienne du massif de Rouina ne rentre pas dans le cadre des cartes paléogéographiques proposées.

Signalons enfin que dans une note toute récente, le même auteur (G. Lucas, 1957) vient de tirer de l'examen de la série jurassique du Koudiat Larouah (f. Beni bou Douane), d'importantes conclusions qui confirmeraient les idées qu'il avait précédemment émises à propos du Jurassique de l'Algérie tout entière (1955).

Après avoir constaté que le Lias supérieur du Koudiat Larouah et celui du Djurdjura (situé à 250 km plus à l'ENE), étaient comparables, et après avoir noté que dans les deux cas on trouvait du Primaire au N de chacun des massifs, G. Lucas écrit : « il devient alors naturel de voir dans le chaînon du Kef Larouah et toutes proportions gardées quant à l'importance orographique, une réplique du Djurdjura, *tant au point de vue de la structure générale du Tell qu'à celui de la paléogéographie du Jurassique* ».

Mais ces conclusions ne nous paraissent pas plus acceptables que celles plus générales que le même auteur avait émises en 1955 et dont M. Durand Delga nous a déjà donné une critique pertinente (1956a).

Le Kef Larouah et le Djurdjura n'ont en effet structuralement aucun point commun ; le premier apparaît en « fenêtre tectonique » par rapport au Crétacé du Complexe A ; le deuxième chevauche le Crétacé de la « nappe du flysch » (nappe C) et appartient indiscutablement à cette « chaîne calcaire » (L. Glangeaud, 1932) qui est l'une des entités structurales les plus nettes de l'Algérie septentrionale.

La seule analogie est l'existence, au N de chacun des massifs jurassiques considérés, d'affleurements paléozoïques ; mais il s'agit là d'un caractère peu décisif.

Quant aux analogies paléogéographiques signalées par l'auteur, elles sont assez fragiles, car elles consistent somme toute, à tracer des lignes isopiques à l'aide de points distants de 250 km et en ne tenant guère compte que du Lias supérieur.

Les reconstitutions paléogéographiques de L. Calembert.

A un échelon beaucoup plus local, L. Calembert a proposé un type d'évolution pour le Massif culminant de l'Ouarsenis, qui représenterait une « entité dont l'histoire géologique se déroule pendant la majeure partie du Secondaire dans les limites étroites d'un ombilic sédimentaire bien défini » (1952, p. 142).

Il nous faut noter qu'à la lumière des nouveaux faits structuraux l'histoire de « l'ombilic de l'Ouarsenis » telle que l'a longuement développée L. Calembert ne peut plus être admise.

Cet auteur posait en effet comme postulat que tous les massifs jurassiques étaient enracinés. Il examinait alors la série sédimentaire de chacun des massifs et arrivait, après de longues discussions, à imaginer des conditions de sédimentation s'accordant plus ou moins parfaitement avec ce postulat de base. Ce dernier ne peut malheureusement pas être admis, puisque, nous l'avons vu, tous les lambeaux jurassiques ne sont pas enracinés et que nous avons découvert un nouveau lambeau jurassique (celui du Djebel Aïn el Hadjela) qui ne peut que difficilement être intégré dans la synthèse de L. Calembert.

Nous pensons de notre côté que la curieuse tectonique du Massif de l'Ouarsenis peut en partie être expliquée par l'allure transgressive de l'Albien sur le Jurassique et le Néocomien, qui, en réduisant notablement (de plusieurs centaines de mètres) l'épaisseur de la couverture post-jurassique, favorisa la localisation d'accidents tectoniques. L'allure irrégulière de la sédimentation jurassique intervint peut-être, elle aussi, dans la localisation des accidents, mais il est absolument impossible de le démontrer.

La coupe type de l'Ouarsenis.

Tout en insistant sur la nécessité de compléter à l'avenir nos données par l'étude des massifs du Chélif, nous pouvons établir pour le Jurassique et essentiellement d'après le Massif culminant de l'Ouarsenis, la succession suivante :

1) Après le régime lagunaire et continental du Trias, le retour de la mer se fit au Lias inférieur. A cette époque se déposèrent surtout des dolomies et peut-être, dans le massif du Chélif, des calcaires néritiques.

2) Au Lotharingien et au Pliensbachien, la sédimentation devient franchement calcaire et souvent néritique (avec Mollusques, Brachiopodes, Polypiers, ...).

3) Au Domérien ou à la fin du Pliensbachien, la sédimentation calcaire est, au Grand Pic, brusquement interrompue par un épisode détritique de puissance variable (0 à 30 m) ; il s'agit de grès et de conglomérats dont nombre de galets sont empruntés au socle anté-jurassique et vraisemblablement anté-triasique. C'est une *phase tectonique* qui est responsable de la brusque arrivée de ce matériel siliceux ; on peut en effet prouver l'existence de failles contemporaines du dépôt des grès et conglomérats, et il faut nécessairement imaginer qu'une île, décapée de son matériel liasique, se souleva à cette même époque. Il est malheureusement impossible de situer ce relief ; probablement se trouvait-il plus au Sud, dans une position analogue à celle du Djebel Bechtoute. Comme aucune mention n'est faite, en Afrique du N, d'une phase tectonique de cet âge, nous l'appellerons provisoirement « *phase liasique* », en notant qu'elle peut être mise en parallèle avec la « Dunlap orogeny » d'Amérique (Arkell W.J., 1954).

4) La sédimentation calcaire se poursuit durant tout le Domérien, pour ne se modifier qu'au Toarcien-Aalénien. On voit apparaître à ce niveau des intercalations marneuses à Brachiopodes ; dans le Massif culminant, elles restent peu épaisses ; mais au Koudiat Larouah elles atteignent une centaine de mètres. La combe du Lias supérieur offre ainsi un développement très variable.

Les mouvements tectoniques individualisés à l'époque antérieure se poursuivent pendant cette période et y provoquent localement la formation de conglomérats.

5) A la limite Lias-Dogger, on remarque, très localement, un épisode détritique analogue à celui du Lias moyen ; il s'agit de grès siliceux tirant probablement leur origine de l'île que nous avons été obligé d'invoquer au cours du Lias. Les mouvements tectoniques du Lias semblent se terminer avec cet épisode détritique.

6) Les faciès et les épaisseurs du Dogger sont, semble-t-il, toujours comparables. Il s'agit de quelques dizaines de mètres de calcaires chargés d'accidents siliceux. Les calcaires du sommet contiennent des « filaments » ; ce micro-faciès est désormais connu dans tout le Dogger méditerranéen.

7) Une importante modification paléogéographique se produisit au sommet du Dogger avec l'apparition du faciès pélagique « ammonitico-rosso » que l'on retrouve jusque dans le Chélif (mais non au Zaccar).

Ce faciès est argovien dès sa base ; l'Oxfordien est donc, soit représenté par le sommet des calcaires médiojurassiques, soit absent par lacune. L'Argovien reposerait alors directement sur le Dogger¹.

1. Une disposition analogue semble se retrouver dans le Jurassique du massif de Boudhaddon aux environs de Tiaret (Arkell W. J. et Busson G. 1955).

8) Le faciès pélagique se poursuit, avec la disparition progressive du faciès « ammonitico-rosso », jusqu'à la fin du Jurassique qui nous fournit des calcaires à grain très fin, riches en Calpionelles.

Quant à la direction des lignes isopiques du Jurassique dans l'Algérois, il est pour le moment impossible de la connaître.

4. — NÉOCOMIEN (VALANGINIEN-HAUTERIVIEN)

Dès cette époque on distingue, au N de la plate-forme africaine, des zones subsidentes où les faciès permettent de distinguer : une province septentrionale avec une sédimentation du type flysch et une province méridionale avec des dépôts schisto-calcaires ou marno-calcaires à Pyriteux et Tintinnoidiens. Les faciès particuliers de la « chaîne calcaire » nous amènent déjà à soulever le très important problème paléogéographique que pose ce haut-fond.

En raison de la rareté des affleurements, l'allure des mers néocomiennes ne peut être reconstituée que de façon très générale.

Les données de l'Ouarsenis.

Autochtone et Complexe A.

La présence constante de calcaires fins à pyriteux et à Calpionelles, très analogues à ceux du Jurassique supérieur indique que l'Ouarsenis correspondait à une mer largement ouverte, peu accidentée, et probablement profonde.

Nappes B et C.

L'absence de Néocomien dans les nappes B et C ne permet pas de connaître les modifications que subissait cette mer vers le N, dans le Tell septentrional. Nous savons cependant que, dans les régions littorales, certains lambeaux de la nappe C, nommée ici « nappe du flysch », contiennent du Néocomien à faciès flysch (M. Durand Delga, A. Lambert, 1955).

Ceci nous amène à examiner les faciès du Tell septentrional tout entier et à soulever à la suite de J. Polvéche (1956), les problèmes que pose leur répartition.

Les données du Tell septentrional et le problème de la « chaîne calcaire ».

Dans la partie la plus septentrionale du Tell, plus exactement au Chenoua, dans la « chaîne calcaire », le Néocomien est calcaire peu épais et transgressif (L. Glangeaud, 1932). Immédiatement au S apparaît la « Nappe du flysch », homologue de notre nappe C, où l'on rencontre un Néocomien à faciès flysch, radicalement différents. Encore plus au S, dans le massif autochtone du Bou Maad

(voir p. 475), on trouve déjà un faciès à pyriteux analogue à celui de l'Ouarsenis, mais semble-t-il, beaucoup plus épais et plus schisteux (L. Glangeaud, 1932).

Le classique faciès marneux à céphalopodes qui est si bien représenté dans le Constantinois (Joleaud L. 1912, Durand-Delga M. 1954) et dans l'Ouarsenis oriental (Dalloni M. 1914, 1936, et Polvêche J. 1956) n'a jamais été rencontré dans la partie du Tell étudiée ici ; il est donc possible qu'il ne s'y soit jamais déposé. Il faut cependant remarquer que l'absence d'affleurements ne fournit qu'un argument négatif ; le faciès à Céphalopodes nous a peut-être été caché par des recouvrements ; s'il existe il aurait logiquement dû se déposer dans le Tell septentrional au N du faciès du Bou-Maad.

Un important problème paléogéographique se pose à propos de la répartition de tous ces faciès du Tell septentrional. Nous avons en effet vu, qu'au S des faciès calcaires de la « chaîne-calcaire », on rencontre une sédimentation à faciès flysch ; or on peut se demander si ce flysch s'est vraiment déposé dans cette position ou s'il y a été amené par l'intervention de phénomènes tectoniques. La première hypothèse soulève une contradiction sédimentologique car le flysch ne peut alors logiquement avoir été alimenté ni par le N ni par le S ; la deuxième hypothèse implique l'encapuchonnement de la « nappe du flysch » sur des centaines de kilomètres que rien ne vient confirmer par ailleurs.

Pour le moment aucune des deux hypothèses n'est donc satisfaisante ; le problème de la « chaîne calcaire », qui se posera d'ailleurs durant tout le Crétacé et dont dépend toute l'interprétation paléogéographique du Tell, reste à résoudre.

5. — LE BARRÉMO-APTIEN

Alors qu'une province septentrionale reste toujours caractérisée par un flysch monotone, une province méridionale montre des dépôts d'abord schisto-gréseux au Barrémien inférieur, puis schisto-gréseux et calcaires. Dans le domaine tout méridional qui correspond à la marge S du sillon tellien on remarque d'importantes intercalations néritiques qui se biseautent vers le N dans des dépôts plus profonds. Il est possible que les lignes isopiques prennent dans cette région des directions aberrantes (jusqu'à NE-SW) qui seraient une première manifestation des futures structures obliques tertiaires.

Le Barrémien inférieur.

Dans l'autochtone du Tell méridional et septentrional.

La sédimentation du Néocomien (s. str.) se poursuit vraisemblablement sans changement important pendant le Barrémien

inférieur auquel il faut rattacher les schistes bleus de l'Amrouna et du Koudiat Larouah.

Le passage progressif des calcaires fins à pyriteux à des schistes azoïques d'abord finement gréseux, puis chargés de grès-quartzites, est cependant l'indice d'une modification paléogéographique progressive mais nette.

Plus au N c'est très probablement au même niveau qu'appartient une bonne partie des schistes bleus du Bou Maad et du massif de la Chiffa (L. Glangeaud, 1932).

Notons que, dans la région de Teniet el Haad, les schistes bleus contiennent de nombreuses intercalations gréso-quartziteuses ; celles-ci sont par contre beaucoup plus rares dans les épaisses séries du Tell septentrional. On voit donc que l'apport détritique venait du sud (il est tout différent de l'apport septentrional, qui, comme au Néocomien, dut déposer dans le Tell tout à fait septentrional, un flysch barrémien).

Le Barrémien supérieur et l'Aptien.

Les modifications les plus importantes se produisent au Barrémien supérieur et à l'Aptien.

Les faciès de l'autochtone et du Complexe A du Tell méridional.

Dans les régions autochtones les plus méridionales, on voit apparaître d'épaisses intercalations néritiques : bancs calcaires de plusieurs dizaines de mètres de puissance, à Polypiers, Rudistes, Orbitolines..., marnes et calcaires marneux lumachelles à Huîtres, grès à Mollusques, etc... On peut observer, sur le terrain, que ces épisodes néritiques diminuent de puissance vers le N où ils se noient dans une série de plus en plus schisteuse et de moins en moins riche en calcaires et en fossiles. Nous sommes donc là sur le bord méridional de la fosse tellienne.

Dans le complexe A, la série ne contient plus que de rares intercalations de calcaires néritiques ; elle est devenue essentiellement schisteuse. On rencontre même, au pied du Grand Pic de l'Ouarsenis, du Barrémien supérieur schisto-calcaire à pyriteux.

A propos de la direction des lignes isopiques.

Quelle allure présentait dans ces conditions, la limite des faciès néritiques et des faciès schisteux ? Si l'on suppose, comme cela est généralement admis, que les limites isopiques sont grossièrement EW, on est amené à prolonger les calcaires néritiques du Barrémo-Aptien de la région de Teniet el Haad vers l'W ; or,

dans ces régions occidentales, on rencontre au contraire les faciès très schisteux du complexe A ; deux hypothèses seulement peuvent alors être proposées :

a) la limite des faciès calcaires et schisteux est E-W ; les massifs méridionaux s'enfoncent donc vers l'W sous le Complexe A qui serait très fortement chevauchante ; le Massif culminant tout entier se serait, dans cette hypothèse, déplacé de plus de 20 km ;

b) la limite de faciès est oblique par rapport à l'orientation générale du Tell ; les déplacements du Complexe A peuvent, dans ce cas, être beaucoup réduits ; le Massif culminant peut alors être considéré comme para-autochtone.

La limite des faciès prendrait, dans cette hypothèse, une direction sensiblement NE-SW, parallèle aux structures obliques qui caractérisent la partie orientale du Massif de l'Ouarsenis ; **ces structures obliques, essentiellement tertiaires, se seraient donc fait sentir dès le Crétacé.**

Bien que nous ne connaissions pas d'arguments décisifs permettant de prendre parti, nous adopterions volontiers l'hypothèse la plus autochtoniste, c'est-à-dire celle qui implique des lignes isopiques NE-SW pour cette partie du Tell. Peut-être cette notion de lignes paléogéographiques non parallèles à la côte actuelle expliquerait-elle les anomalies déjà constatées au Néocomien, à savoir l'absence du faciès marneux à Céphalopodes dans l'Ouarsenis oriental et son abondance dans le Massif de l'Ouarsenis occidental.

Les faciès du Tell septentrional.

On sait que dans l'*autochtone du Massif du Bou Maad* (cf. L. Glangeaud, 1932), le Barrémo-Aptien est essentiellement schisteux, marneux et calcaréo-marneux ; les épisodes lumachelliques sont rares, mais les intercalations gréso-quartziteuses n'ont pas disparu. Il s'agit en somme d'une série analogue à celle du complexe A du Tell méridional, mais plus riche en calcaires ; remarquons cependant, à la suite de L. Glangeaud, que ces épisodes calcaires ressemblent souvent à ceux du Cénomaniens, ce qui est l'indice d'une mer relativement profonde.

Plus à l'W on retrouve sur la feuille d'Oued Damous des faciès analogues ; ils ont récemment fourni une microfaune barrémienne (G. Busson, J. Magné, J. Sigal, 1955).

Il est difficile de savoir si ces faciès de l'autochtone septentrional sont plus ou moins profonds que ceux du complexe A du Tell méridional ; la chose n'est en tout cas pas évidente.

Encore plus au N, on retombe brusquement dans le domaine de la « *Nappe du flysch* », c'est-à-dire de la nappe C de l'Ouarsenis, où l'Aptien est représenté ; presque toute trace de calcaire a disparu au profit d'une sédimentation schisto-gréseuse.

6. — CLANSAYESIEN ET ALBIEN INFÉRIEUR. LA PHASE TECTONIQUE DE L'ALBO-APTIIEN. LE PROBLÈME DE LA ZONE III

Une sédimentation à faciès flysch caractérise désormais aussi bien la province septentrionale que la province méridionale ; cette dernière, alimentée par le continent africain, montre cependant sur sa marge S des faciès grossiers proches des « sables albiens » de l'Atlas saharien. La sédimentation de la province méridionale est en outre localement perturbée par une notable phase tectonique qui aboutit à la formation de hauts-fonds ; la disposition de ces derniers est difficile à connaître ; une partie d'entre eux jalonne la zone III de L. Glangeaud.

Les différents faciès du sillon tellien.

Dans les massifs autochtones, la série calcaire de l'Aptien est brutalement remplacée par une série siliceuse gréso-schisteuse.

Cette modification se produit probablement à la base du Clansayésien ou au sommet de l'Aptien. Elle fut suivie par le dépôt d'un millier de mètres d'une espèce de flysch, à bancs gréseux parfois épais (plus de 10 m) ; la faune est pratiquement absente, ce qui est probablement dû, comme pour beaucoup de flyschs, à la pauvreté des eaux en carbonates ainsi qu'aux troubles que provoquaient fréquemment les apports détritiques.

La série des massifs autochtones se déposa manifestement en bordure du sillon tellien ; sa richesse en intercalations gréseuses est due à la proximité des reliefs nourriciers plus méridionaux.

Dans le complexe A la série conserve ce faciès général, mais comme on s'est éloigné du rivage, les bancs gréseux ont diminué d'épaisseur et de fréquence.

Avec l'Albien de la *nappe B*, nous arrivons dans des domaines encore plus septentrionaux, de plus en plus soustraits aux venues gréseuses ; les grès-quartzites deviennent plus rares ; on rencontre même des intercalations marneuses à microfaunes planctoniques ; nous approchons alors du centre du sillon tellien.

Alors que tous les faciès précédents appartiennent à une province méridionale, on voit apparaître en se déplaçant vers le N cette zone du flysch qui caractérise la province septentrionale.

Les apports détritiques ne proviennent plus du continent saharien mais d'un continent situé sous l'actuelle Méditerranée.

Les hauts fonds du massif culminant.

Notons que quelques mouvements viennent perturber la sédimentation du sillon subsident de la province méridionale.

Le flysch arrive en effet à reposer transgressivement sur le Néocomien et le Jurassique. Plusieurs centaines, voire près d'un millier de mètres de sédiments manquent donc ; une partie au moins de ces sédiments a été érodée, puisqu'on la rencontre en galets ; l'autre partie ne s'est peut-être pas déposée. Au massif culminant de l'Ouarsenis, des conglomérats soulignent la base des niveaux transgressifs ; ils prouvent que les mouvements aboutirent, par endroits, à un renversement de la subsidence et à la surrection des hauts-fonds ; des îles accidentaient donc le sillon tellien.

Remarquons que cette zone de hauts-fonds devait être bien localisée et réduite car, dans le Tell méridional, en dehors du Massif culminant, l'Albien repose toujours en concordance sur le Barrémo-Aptien.

A propos des hauts fonds de la zone III.

Les hauts-fonds albiens ne sont pas particuliers au Tell méridional ; plus au N, dans le Zaccar (f. de Miliana), l'Albien repose transgressivement sur le Jurassique et même le Paléozoïque (L. Glangeaud, 1932, A. Caire, L. Glangeaud, M. Mattauer, 1950) alors qu'à peine plus au N la série crétacée est complète ; en raison de cette allure transgressive, mais aussi pour d'autres raisons (absence de Trias en particulier) L. Glangeaud a proposé en 1932 l'interprétation suivante : la zone orientée grossièrement E-W, des massifs jurassiques et primaires du Chélif correspondit pendant une partie des temps secondaires à une zone de hauts-fonds qui accidentaient le sillon tellien. Cette zone de hauts-fonds fut nommée zone III.

L'auteur signalait cependant (1932, p. 568) : « il reste beaucoup de problèmes à résoudre dans la zone III ; aussi cette unité paléogéographique est-elle bien moins caractérisée que les précédentes ».

La validité de la zone III.

Nous n'avons pour notre part, pas eu l'occasion d'étudier en détail cette zone III ; signalons cependant que l'on ne peut prouver l'existence d'une phase dans le Crétacé inférieur que dans le seul

massif du Zaccar ; dans les massifs de Rouina et du Temoulga, la coupe du Néocomien est normale ; dans le Doui rien ne peut être avancé par suite de l'absence d'affleurements crétacés. Faut-il donc rejeter l'hypothèse d'une zone III ? Nous ne le pensons pas.

L'absence bien démontrée de Trias dans cette zone est un caractère important et général ; l'existence de la phase albienne ne peut, il est vrai, être démontrée ailleurs que dans le Zaccar ; mais dans les autres massifs, le Crétacé n'est que peu visible ; il n'est donc pas prouvé qu'elle n'en existe pas moins dans ces autres massifs ;

Dans le massif du Témoulga, le Sénonien est transgressif sur le Jurassique ; des mouvements intracrétacés se sont donc produits ailleurs que dans le Zaccar. La disposition actuelle des massifs du Chélif et leur alignement ne constituent enfin pas un argument négligeable, cette structure actuelle n'étant probablement que le reflet d'une réduction de la couverture crétacée.

Le terme de zone III continue donc à être justifié, à condition de ne pas lui donner un sens trop précis.

Rapports entre la zone III et le haut fond du massif culminant.

Quelle était, dans ces conditions, la position du haut fond du Massif culminant par rapport à la zone III ? Si les deux hauts fonds ne font qu'un, il faut faire venir le Massif culminant, avec son Albien transgressif, de la zone III ou de sa bordure, c'est-à-dire d'environ 30 km plus au N.

Plutôt que d'admettre pour le complexe A cette hypothèse franchement allochtoniste, à laquelle on n'a, il est vrai, pas d'arguments décisifs à opposer (on peut seulement avancer que la série jurassique du Chélif est beaucoup plus transformée que celle du Massif culminant), nous admettrons que le haut fond du Massif culminant se trouvait dans le Tell méridional au S de la zone III.

Il s'agissait en somme d'une de ces amygdales intratelliennes dont l'origine reste encore bien obscure.

Si l'on suivait les interprétations de G. Lucas, le Massif culminant jalonerait, avec le massif de Tifrit (situé à 150 km de là), un axe Tifrit-Alger coupant en oblique toutes les unités paléogéographiques classiques (1952 p. 124) ; il jalonerait aussi un axe Ouarsenis-Ighil Ali — chaîne numidique (1955, p. 640).

A cet axe s'en associeraient deux autres : celui de Ténès-Alger et celui d'Oran-Grande Kabylie ; tous trois fourniraient un cadre structural et paléogéographique destiné à remplacer les classiques schémas adoptés depuis la synthèse de L. Glangeaud (1932). Nous avons déjà dit quelques mots sur les idées de G. Lucas (p. 487) ; répétons ici, à la suite de M. Durand-Delga (1956a) que ces axes ne correspondent à rien puisqu'ils coupent transversalement les zones paléogéographiques du Tell qui sont parfaitement définies. L'existence de ces zones paléogéographiques grossièrement parallèles à la côte, est démontrée par une multitude d'observations portant

sur toute l'Algérie tellienne ; les axes de G. Lucas ne sont par contre, définis qu'à l'aide de quelques massifs primaires et jurassiques distants les uns des autres de plusieurs centaines de km (250 km séparant l'Ouarsenis et Ighil Ali) ; il n'est tenu aucun compte, dans leur définition, du Crétacé qui pourtant couvre les 9/10 du Tell.

7. — L'ALBIEN MOYEN

Dans la province méridionale l'apport détritique disparaît progressivement.

Bien que ce niveau n'ait jamais pu être caractérisé paléontologiquement, c'est probablement à cette époque que vient mourir l'important épisode détritique commencé à l'Aptien terminal.

Dans l'autochtone, une faible épaisseur d'argiles schisteuses et de marnes à intercalations lumachelles peuvent lui être attribuées. Dans le complexe A, on peut par contre ranger dans cet Albien moyen, les épaisses séries marno-schisteuses à nodules (jusqu'à plus de 100 m) séparant le flysch des calcaires de l'Albien supérieur.

8. — L'ALBIEN SUPÉRIEUR

Dans la province méridionale les apports détritiques méridionaux ont définitivement été remplacés par une sédimentation marno-calcaire uniforme, mais le flysch continue à se déposer dans la province septentrionale.

Sur le flanc S du sillon tellien et sur son arrière pays, on assiste, à l'Albien supérieur, à un brusque retour à la sédimentation calcaire ; ce retour est d'ailleurs, en Berbérie, un phénomène général ; il correspond à la transgression marine médio-crétacée ; partout se déposa, au cours de cette époque, une série marno-calcaire riche en Céphalopodes, qui constitue un excellent faciès repère.

Cette uniformisation des faciès masque désormais les irrégularités du sillon tellien. Remarquons cependant que l'Albien supérieur de la nappe B est plus marneux et vraisemblablement plus profond que celui de l'Autochtone et du complexe A.

Dans les domaines beaucoup plus septentrionaux (nappe C), on retrouve la sédimentation détritique à faciès flysch de la province septentrionale que nous connaissons déjà. On connaît cependant dans la nappe du flysch d'autres régions d'Algérie, de rares intercalations marno-calcaires qui ont été datées Vraconien-Cénomanién basal (Durand Delga, Lambert, Magné, 1955). C'est peut-être le retour de la sédimentation calcaire de l'Albien supérieur qui s'est fait sentir jusque dans le domaine du flysch.

9. — CÉNOMANIEN

En dehors du domaine septentrional du flysch, la sédimentation devient de plus en plus marneuse ; le plancton est devenu très abondant. Des faciès néritiques se rencontrent à la bordure sud du sillon tellien et peut être sur des hauts-fonds septentrionaux.

Avec le Cénomanien, la sédimentation de la majeure partie du sillon tellien qui correspond à la province méridionale devient progressivement plus marneuse ; on aboutit finalement à d'épaisses séries marneuses riches en microfaune planctoniques et ne contenant que très peu de macrofaune. Ce régime est général, mais on rencontre quelques variations locales.

Sur la feuille de Letourneux, on remarque dans l'*autochtone* des épisodes lumachelliques qui sont l'indice du relèvement des fonds marins vers le S.

Dans la nappe B, le Cénomanien semble plus marneux que celui du complexe A ; il indique que le sillon tellien s'approfondissait vers le N. Un problème est cependant posé par l'existence, dans le Sénonien de la partie supérieure de la nappe B, de galets calcaires néritiques à *Orbitolina concava*, Lamarck de *Préalvéolina* et *Radolites* remaniés, et par la présence dans l'Oligocène à faciès « numidien » des mêmes Orbitolines cénomaniennes. Il se déposa donc, quelque part, du Cénomanien néritique ; celui-ci est connu beaucoup plus au S, dans l'Atlas Saharien, mais, d'après leur position dans la partie supérieure de l'édifice allochtone, il est difficile de considérer que ces éléments cénomaniens proviennent de cette région toute méridionale ; ils viennent du N et très probablement du Tell septentrional. Nous pensons donc que le Cénomanien néritique se déposa sur des hauts fonds qui accidentèrent la partie N du sillon tellien ; peut-être faut-il les placer dans la « zone des écailles intermédiaires » de L. Glangeaud (1932) ; cet auteur y signale du Cénomanien (p. 244) et du Vraconien (p. 227-232) à Rudistes qui annoncent nos faciès néritiques. Cette origine septentrionale des calcaires est d'autant plus vraisemblable que M. Durand Delga a signalé des faciès analogues dans les Babors (1955, p. 274).

Les faciès néritiques que nous avons rencontrés en galets n'ont jamais été trouvés en place dans le Tell septentrional, mais on peut imaginer que ces faciès ont été recouverts par de l'allochtone.

Encore plus au N, on retrouve le domaine détritique de la nappe du flysch ; la sédimentation calcaire a totalement disparu.

10. — LA LIMITE CÉNOMANIEN-TURONIEN

On rencontre de minces niveaux siliceux à Radiolaires qui fournissent un excellent niveau repère et qui sont l'indice d'une modification momentanée mais générale des mers.

A la limite du Cénomanien et du Turonien, on rencontre partout, dans le complexe A et dans la nappe B, des niveaux plus ou moins importants de lits siliceux et de phtanites à Radiolaires. Les marnes sous-jacentes aux silex, appartiennent, d'après la microfaune, au Cénomanien supérieur, celles qui les surmontent au Turonien moyen ou supérieur. L'association micropaléontologique du Turonien inférieur n'a jamais été rencontrée ; il y a donc très probablement lacune d'une partie de cet étage, et cette lacune correspond vraisemblablement aux niveaux siliceux eux-mêmes qui doivent souligner une condensation de la série stratigraphique. Il est possible que certains lits de phtanites que l'on rencontre noyés dans le flysch de la nappe C correspondent aux niveaux siliceux des domaines marneux plus méridionaux.

11. — TURONIEN - SÉNONIEN - DANIEN. LES MOUVEMENTS SÉNONIENS

Les deux provinces individualisées dès le début du Crétacé continuent à pouvoir être distinguées. La province septentrionale conserve son faciès flysch. Des faciès presque exclusivement marneux caractérisent par contre la province méridionale ; dans la partie N de cette dernière on remarque cependant des passées détritiques dues à une phase tectonique sénonienne.

Les marnes du domaine méridional.

Dans la partie méridionale du Tell (*autochtone méridional, complexe A et une partie de la nappe B*), la sédimentation essentiellement marneuse se poursuit pendant tout le Crétacé, en gardant les mêmes caractères : absence ou rareté de macrofaune, très grande abondance de microfaune pélagique, grande monotonie de faciès.

Les complications tectoniques ne permettent malheureusement pas d'apprécier dans les différentes unités, les possibles variations d'épaisseur, ni par conséquent l'allure qu'offrait le sillon tellien à cette époque. Remarquons que la profondeur de la fosse tellienne n'était pas nécessairement très grande ; les marnes à *Globotruncana* et les calcaires à Inocérames qui leur sont associés ne sont pas forcément des sédiments de grands fonds.

Les niveaux marno-détritiques du Tell septentrional. La phase tectonique sénonienne.

Dans la *partie supérieure de la nappe B*, c'est-à-dire dans des régions plus septentrionales du sillon de la province méridionale, les faciès changent ; le Sénonien marneux se charge d'intercalations conglomératiques ou microbréchiques arrachées à du Trias, du Jurassique et du Crétacé néritique (jusqu'au Cénomanién).

Nous arrivons donc là dans une région accidentée de hauts fonds ; ceux-ci se soulevèrent au cours d'une phase tectonique sénonienne, phase dont on connaît les effets dans de nombreuses parties de l'Algérie ; cette phase s'accompagna vraisemblablement de montées diapiriques dont le matériel fut également remanié.

Où situer cette zone de hauts fonds ? Très vraisemblablement dans le Tell tout à fait septentrional car on retrouve dans cette région des faciès en tous points comparables ; dans l'Algérois on les connaît dans la région de Cherchell, de l'Arba et de Tablat (L. Glangeaud, 1932, p. 265 à 269 ; J.-M. Aymé, L. Glangeaud et J. Magné, 1954) ; dans le Constantinois ils sont encore mieux représentés ; on y rencontre en outre du Sénonien transgressif sur du Jurassique (voir M. Durand Delga, 1955, p. 316-317).

Cette origine très septentrionale s'accorde enfin avec la position structurale de ce Sénonien conglomératique, car il se trouve au sommet de la nappe B et immédiatement sous la nappe C ; comme une partie au moins de la nappe A provient du Tell septentrional et que la nappe C provient certainement du Tell tout à fait septentrional, il est logique de penser que ce faciès particulier du Sénonien provienne également du Tell septentrional.

Le faciès flysch septentrional.

Encore plus au N, on retombe avec *le matériel de la nappe C*, dans la zone détritique du flysch ; les microbrèches de ce dernier contiennent elles aussi de nombreux débris, peut-être jurassiques, dont l'origine pose un problème et dont l'étude détaillée apporterait peut-être des renseignements intéressants.

Le problème des calcaires à *Orbitoïdes*.

Soulignons pour terminer qu'il faut intégrer au sein de ce schéma paléogéographique déjà assez compliqué, les calcaires à *Orbitoïdes* du Sénonien inférieur que nous avons récoltés en galets dans le Miocène de la nappe B. Il est possible que ce Sénonien néritique provienne du talus tout à fait méridional du sillon tellien ou de la plate-forme de l'Atlas Saharien, où l'on a d'ailleurs signalé des

faciès analogues. Mais ce Sénonien aurait également pu se déposer sur un haut fond semblable à ceux qui alimentèrent les conglomérats étudiés ci-dessus ; il nous est donc pour le moment impossible de conclure définitivement.

12. — ÉOCÈNE

La subsidence des temps crétacés continue à l'Éocène, mais quelques modifications sont intervenues. Le sillon, à faciès flysch. de la province septentrionale des temps crétacés a disparu, probablement par émerision. Seule subsiste la fosse subsidente de la province méridionale encore que sa largeur se soit notablement réduite. Il est pour le moment impossible de savoir où se situait, par rapport à cette province méridionale, le haut fond de la « chaîne-calcaire ».

Les faciès de l'Éocène.

Dans la plus grande partie du Tell on passe le plus souvent sans discontinuité aucune des marnes du Crétacé supérieur à celles du Paléocène ; seule la microfaune permet de placer une limite. Ce n'est qu'avec l'Yprésien que se produit, comme dans une grande partie de l'Algérie, un net enrichissement en calcaire, et c'est à ce niveau seulement qu'apparaissent les silex si constants dans tout l'Éocène inférieur d'Algérie.

Mais les marnes réapparaissent à l'Éocène moyen et supérieur où elles atteignent de notables épaisseurs (plusieurs centaines de mètres).

L'allure du sillon tellien.

La réalité d'un sillon tellien se dégage, comme aux époques antérieures, des différents lithofaciès.

Les hauts fonds méridionaux.

Les domaines méridionaux peu profonds (correspondant à la *partie inférieure de la nappe B*) nous montrent un Éocène inférieur toujours marno-calcaire, mais plus ou moins glauconieux, gréseux et phosphaté ; cette tendance s'y poursuit à l'Éocène moyen avec les argiles lutétiennes à lumachelles.

La fosse.

Mais en se dirigeant vers le N, c'est-à-dire en s'adressant à des lames de plus en plus élevées de la nappe B, on assiste à un approfondissement de la mer ; l'Éocène inférieur perd toutes ses inter-

calations détritiques et devient exclusivement marno-calcaire ; l'Éocène moyen et supérieur est surtout représenté par d'épaisses séries marneuses à microfaune pélagique.

Où faut-il situer le centre de cette fosse éocène ? Comme cet Éocène marneux appartient à la partie supérieure de la nappe B, il faut certainement remonter jusque dans le Tell septentrional.

Cette hypothèse, admise pour des raisons purement structurales, est d'autant plus valable que l'on vient de signaler, dans le Tell septentrional, un Éocène offrant des faciès tout à fait analogues (G. Busson et J. Magné, 1955).

Le haut fond septentrional et le problème de la chaîne calcaire.

Comment le sillon tellien se relevait-il, à l'Éocène vers le N ? Il est encore difficile de le dire. Dans un domaine très septentrional, celui de la « chaîne calcaire » l'Éocène offre des faciès tout différents de ceux rencontrés jusqu'à présent ; il s'agit de calcaires néritiques à Nummulites, Alvéolines, Orthophragmines, Algues, etc... qui appartiennent au Lutétien et arrivent à reposer directement sur le Jurassique.

Nous sommes donc là en présence d'un haut fond dont la mise en place est contemporaine du dépôt de l'Éocène inférieur plus méridional. Faut-il en déduire que la fosse plus méridionale venait tout simplement se relever contre cette zone de hauts fonds ? Faut-il donc aller jusqu'à remplacer, comme J. Flandrin l'a lui-même proposé (G. Busson, J. Flandrin, R. Laffitte, 1955), le « seuil lutétien » (Flandrin 1948) par un bras de mer profonde ? Nous pensons qu'il n'est pas encore nécessaire d'aller si loin ; il ne faut en effet pas oublier qu'entre les sédiments du centre de la fosse éocène et ceux de la « chaîne calcaire » se situe le domaine de la « nappe du flysch », c'est-à-dire de la nappe C, où jamais l'on n'a rencontré de dépôts éocènes. Nous ne possédons donc pas encore de faits décisifs qui nous permettent d'exclure l'hypothèse d'un seuil.

Les mouvements éocènes.

L'allure transgressive du Lutétien de la chaîne calcaire nous prouve l'existence d'une phase tectonique anté-lutétienne et post-sénonienne. Remarquons cependant que cette phase n'est que peu importante, l'Éocène restant le plus souvent concordant avec les niveaux sous-jacents. Plus au S, dans la fosse tellienne, on ne remarque aucune discontinuité de cette ampleur ; les mouvements n'en furent cependant pas absents : les conglomérats intra-lutétiens

supérieurs que nous avons signalés (p. 223) en témoignent ; mais il ne s'agit là que de mouvements de faible amplitude.

Mais les mouvements éocènes les plus notables sont sans conteste ceux qui aboutirent à la disparition de la province septentrionale à faciès flysch dont nous avons vu fonctionner la fosse subsidente pendant tout le Crétacé. La suppression brutale de cette province ne put en effet se faire que grâce à l'émersion de vastes territoires précédemment immergés.

13. — LES PROBLÈMES DE L'ÉOCÈNE SUPÉRIEUR ET DE L'OLIGOCÈNE INFÉRIEUR.

LA PREMIÈRE PHASE ALPINE

Dans une partie du sillon tellien, la sédimentation marneuse de l'Éocène s'est peut-être poursuivie sans discontinuité jusqu'à l'Oligocène supérieur ; mais ailleurs l'Oligocène supérieur repose transgressivement sur les niveaux antérieurs. Cette disposition est due à une phase éo-alpine, d'âge Oligocène inférieur ; ses effets, nuls ou atténués dans la majeure partie du sillon tellien, sont intenses sur son bord septentrional (chaîne calcaire en particulier).

Les rapports de l'Éocène et de l'Oligocène dans le Tell.

Dans *une partie de la nappe B*, l'Oligocène surmonte en concordance les marnes de l'Éocène supérieur et il est possible qu'aucune lacune ou discontinuité ne sépare ces deux assises, mais l'existence d'Oligocène inférieur reste à prouver. Si une phase tectonique les sépare, ses effets sont en tout cas très faibles. Dans *d'autres lames de la même nappe B*, l'Oligocène repose directement sur l'Éocène moyen ; des mouvements se sont donc produits à la fin de l'Éocène ou au début de l'Oligocène ; ils restent cependant faibles puisqu'aucune discordance n'est visible.

Les choses sont bien différentes *dans la nappe C* ; on n'y connaît pas de terrains intermédiaires entre le Sénonien et l'Oligocène supérieur à Miogypsines, force nous est par conséquent d'imaginer des mouvements importants ; la base de l'Oligocène correspond malheureusement toujours à un contact anormal et il n'est pas possible de vérifier s'il existe une discordance de l'Oligocène sur le Crétacé.

Cette discordance est par contre parfaitement connue plus au N, *dans la zone I*, où l'Oligocène repose sur le Paléozoïque, le Trias, le Jurassique, le Crétacé et le Lutétien. On se trouve dans cette région en présence d'une très violente phase tectonique allant

jusqu'à un intense écaillage¹ parfaitement décrite dans l'Algérois par L. Glangeaud (1932).

La phase éo-alpine.

Toutes les lacunes stratigraphiques rencontrées entre l'Éocène et l'Oligocène supérieur peuvent être attribuées à une phase tectonique unique.

Comme on ignorait encore tout récemment l'existence d'Éocène supérieur au-dessus de l'Éocène moyen du Tell et comme on pensait que les dépôts post-lutétiens des zones littorales appartenaient à l'Oligocène inférieur, et même au Priabonien (alors qu'il s'agit en réalité d'un Oligocène élevé) on plaçait tout naturellement la phase tectonique précitée à la fin de l'Éocène ; il s'agissait donc d'une phase pyrénéenne. Ces précisions que l'on vient d'apporter à l'échelle stratigraphique montrent qu'il s'agit en réalité d'une phase que l'on peut qualifier d'éo-alpine puisqu'elle s'est produite à l'Oligocène inférieur.

Il faut souligner que les effets de cette phase tectonique, qui est la première à modifier fortement l'allure du sillon tellien et à provoquer la formation d'une importante discordance, sont très variables suivant les régions considérées. Ses effets restent négligeables dans la partie profonde du sillon tellien qui continua, après le dépôt des marnes éocènes, à fonctionner au cours de l'Oligocène ; ils sont par contre très violents dans le Tell tout à fait septentrional dont ils pourraient même constituer la phase paroxysmale.

14. — L'OLIGOCÈNE. SES DEUX FACIÈS. LE RÔLE DU CONTINENT « NORD-KABYLE »

On peut à nouveau distinguer à l'Oligocène deux provinces paléogéographiques distinctes.

La province méridionale (ou du faciès « Boghari ») est comme à l'Éocène, caractérisée par des dépôts marneux ; mais on y rencontre en outre, des intercalations gréso-calcaires ; les apports détritiques venaient du S, c'est-à-dire du continent africain.

La province septentrionale (ou du faciès « Numidien ») nous montre au contraire, avec les grès numiliens, une sédimentation essentiellement siliceuse ; celle-ci était alimentée par un continent qui se trouve actuellement sous la Méditerranée.

1. Cette phase aurait même provoqué la formation d'importants chevauchements ; elle serait en particulier responsable de la mise en place de la nappe du flysch. Mais il est encore malaisé de le démontrer.

Le faciès « kabyle » du Tell septentrional n'est vraisemblablement qu'un épisode grossier contemporain du début de la transgression oligocène.

L'allure du sillon oligocène.

A la première phase alpine succéda une période de calme au cours de laquelle la subsidence reprit de plus belle.

A la *nappe B*, correspond un important sillon, au centre duquel s'accumulèrent jusqu'à près de 2000 m de marnes et de grès calcaires (Oligocène à faciès Boghari). Sur les marges méridionales de ce bassin l'Oligocène arriva probablement à reposer transgressivement sur les niveaux antérieurs, alors qu'au centre de la fosse la sédimentation paraît continue de l'Éocène à l'Oligocène. Les intercalations gréseuses de cet Oligocène tirent vraisemblablement leur matériel de venues détritiques d'origine méridionale, comme porte à le croire le cortège des minéraux lourds qu'on y rencontre (Guillemot, 1952) ; mais on ne connaît pas les faciès peu profonds de la bordure méridionale de cette fosse oligocène (ils ont pu être érodés avant la transgression du Miocène inférieur).

Encore plus au N, c'est-à-dire *dans la nappe C*, on rencontre un épais Oligocène radicalement différent du précédent ; il s'agit du classique faciès « Numidien », composé d'un flysch argileux à la base et d'une épaisse série gréseuse à éléments exclusivement quartzeux au sommet.

Il n'est pas encore possible de savoir si ces deux faciès se sont déposés dans deux sillons distincts ou s'il s'agit des faciès N et S d'une fosse unique.

A propos de l'origine du quartz des grès numidiens.

Les apports détritiques qui sont à l'origine des grès « numidiens » venaient à notre avis du N ; plusieurs faits le suggèrent :

a) On trouve dans les argiles numidiennes de base des intercalations microbréchiques parfois pétries de macroforaminifères ; or ceux-ci proviennent de la « chaîne calcaire » (Orthophragmines, Assilines, Nummulites), ce qui démontre l'origine septentrionale des venues détritiques d'alors.

Ainsi ne se trouve évidemment pas démontrée, du même coup, l'origine septentrionale du quartz des grès numidiens ; mais nous voyons ainsi qu'au début de la transgression oligocène, l'origine des apports détritiques doit être cherchée dans le Tell septentrional.

b) L'immense tonnage de quartz des grès numidiens ne peut venir que du N, car on ne peut invoquer aucune source méridionale

de quartz. Il faudrait en effet aller jusque dans l'Atlas Saharien pour trouver, avec les sables continentaux d'une partie du Crétacé supérieur¹, un matériel ayant pu alimenter la sédimentation numidienne. Mais cette hypothèse, récemment défendue par M. Durand Delga (1955, p. 375-6) nous paraît difficilement soutenable.

En effet, comme J. Flandrin l'avait déjà fait remarquer (1948) entre les sables « albiens » de l'Atlas Saharien et le domaine des grès numidiens se place la fosse de l'Oligocène Boghari qui est, nous le savons, essentiellement marneux. Or nous savons que cet Oligocène marneux est certainement au moins partiellement contemporain de l'Oligocène quartzeux puisque les deux contiennent *Miogypsinoïdes complanata* Schl. ; il est donc tout à fait impossible d'imaginer une source quartzeuse méridionale puisque le faciès le moins détritique se trouve précisément au S. Cette hypothèse est d'autant plus invraisemblable que les intercalations gréseuses que l'on rencontre dans l'Oligocène à faciès Boghari offrent un faciès tout différent de celui du Numidien ; de plus, jamais nous n'y avons rencontré de galets de quartz analogues à ceux du Numidien ; nous y connaissons par contre des galets de silex éocènes qui jamais n'apparaissent dans le Numidien.

Ajoutons d'ailleurs que la taille des galets de quartz du Numidien atteint parfois plusieurs centimètres ; or les sables albiens du sud sont en moyenne beaucoup moins grossiers ; ils ne sauraient donc avoir alimenté la sédimentation numidienne.

Un dernier argument enfin nous paraît décisif ; si les sables du Crétacé inférieur de l'Atlas Saharien ont alimenté, à l'Oligocène, la sédimentation numidienne, il faut que ces sables crétacés aient affleuré sur de vastes surface ; or, tout permet de croire qu'à l'Oligocène il n'en était rien. En effet les affleurements de sables « albiens » sont actuellement (en faisant évidemment abstraction des dépôts post-oligocènes) tellement réduits (peu de plis les font apparaître), qu'ils ne suffiraient certainement à fournir le quartz des grès numidiens ; ils ne purent donc sûrement pas le faire à l'Oligocène, époque à laquelle les affleurements de sables continentaux crétacés étaient certainement encore beaucoup plus réduits qu'aujourd'hui. Comment concevoir en outre que seuls les sables crétacés aient été remaniés à l'exclusion des autres termes de la série crétacée.

Il faut donc admettre qu'un continent à matériel cristallin ou

1. Dont l'épisode « Albien » est le plus connu.

cristallophyllien capable de fournir le tonnage de quartz du Numidien émergeait dans des régions très septentrionales, sous l'actuelle Méditerranée.

On pourrait, pour rester dans la tradition, appeler ce continent « Tyrrhénide ». Ce terme nous semble cependant devoir être abandonné ; les récentes campagnes océanographiques italiennes nous ont en effet appris qu'aucun continent ne saurait avoir existé à l'emplacement de la mer Tyrrhénienne : le terme de « Tyrrhénide » ne se justifie donc plus puisque, si continent il y a eu, celui-ci doit désormais se situer à l'W de la mer Tyrrhénienne, c'est-à-dire précisément là où nous sommes amené à le placer.

Nous proposons dans ces conditions de qualifier provisoirement ce continent du « nord-Kabyle », voulant par là signifier qu'il doit se trouver au N des régions littorales d'Algérie.

Au sujet du faciès kabyle.

Un troisième faciès, différent à la fois des faciès « Boghari » et « Numidien » apparaît dans la chaîne calcaire et en particulier, pour ce qui nous concerne, dans le Chenoua. Ce faciès « kabyle » (Flandrin, 1948) est d'une façon générale très grossier (conglomérats, brèches) ; ses éléments sont souvent empruntés à son substratum même (Lutétien, Jurassique, Paléozoïque).

Au premier abord on voit mal comment ce faciès très grossier vient s'insérer au sein du domaine septentrional des grès quartzeux du « Numidien ».

Il suffit pourtant de considérer que ce faciès kabyle n'est qu'un équivalent latéral grossier d'une partie des argiles « numidiennes » qui forment la base de presque tout le « Numidien » d'Algérie ; les cordillères qui sont à l'origine du faciès kabyle n'auraient ainsi fonctionné qu'au début de la transgression oligocène ; elles auraient rapidement disparu pour laisser la place, comme l'a d'ailleurs déjà supposé M. Durand Delga (1956, p. 307), à la sédimentation gréseuse du « Numidien » qui est le phénomène majeur de l'époque ; elles n'auraient de ce fait pas pu s'opposer à l'apport quartzeux septentrional.

Cette hypothèse présente en outre l'avantage d'expliquer la présence, au sein des argiles numidiennes de la nappe C, de micro-brèches à fossiles éocènes remaniés de la chaîne calcaire.

Les rapports entre les faciès « Boghari » et « Numidien ».

Un délicat problème reste cependant à résoudre ; comment passait-on, à l'Oligocène, du domaine essentiellement marneux méridional au domaine quartzeux septentrional ?

Il n'existait peut-être à l'Oligocène qu'une seule fosse, alimentée à la fois par le S (faciès Boghari) et par le N (faciès Numidien) ; on devrait cependant, dans ce cas, trouver des faciès oligocènes intermédiaires ; or ce n'est pas le cas, du moins dans l'Ouarsenis oriental (il est vrai que ces faciès intermédiaires ont pu être érodés avant le dépôt du Miocène).

On peut dans ces conditions, imaginer qu'il existait à l'Oligocène deux sillons distincts caractérisés chacun par un faciès particulier.

Dans l'état actuel de nos connaissances, rien ne permet cependant de démontrer l'existence de reliefs ayant séparé deux fosses. Au contraire, il semble que, plus à l'E, la série oligocène à faciès « Boghari » montre (renseignement oral de J. Guillemot), les faciès intermédiaires cherchés en vain dans l'Ouarsenis. D'après J. Flan-drin il en serait de même, plus à l'W, dans la région de Montgolfier (1948, p. 297). D'après ces données, c'est donc l'hypothèse d'une fosse unique qui paraît la plus vraisemblable.

15. — LA PHASE TECTONIQUE ANTÉ-MIOCÈNE OU DEUXIÈME PHASE ALPINE

Des mouvements d'intensité variable se sont produits entre l'Oligocène et le Miocène. Ils affectent essentiellement les flancs S et N du sillon tellien, alors que dans une partie activement subsidente de ce dernier, la sédimentation se poursuit sans être perturbée. Au S cette phase tectonique est surtout responsable de la formation de plis à très grand rayon de courbure ; dans le Tell littoral, par contre, les mouvements sont violents et vont peut-être jusqu'à d'importants chevauchements.

Les effets de la deuxième phase alpine dans le Tell.

Les effets de cette deuxième phase alpine sont très variables suivant la partie du sillon tellien à laquelle on s'adresse.

Dans les *régions autochtones méridionales*, le Miocène inférieur repose en très nette discordance sur un Crétacé inférieur affecté de plis à très grand rayon de courbure ; en l'absence de terrains tertiaires anté-miocènes il est cependant impossible de dater avec

précision cette importante phase dont on ne peut totalement exclure l'âge oligocène inférieur (il s'agirait alors de la première phase alpine).

Au sein du complexe A, le Miocène repose sur des niveaux légèrement plus récents (généralement albiens et cénomaniens), mais l'absence de terrains tertiaires anté-miocènes ne permet pas de dater cette phase avec une grande précision.

Quoi qu'il en soit, on trouve, plus au N, c'est-à-dire dans la *partie inférieure de la nappe B*, les traces d'une très nette phase post-oligocène et anté-miocène. Mais les effets de cette phase restent variables suivant les points considérés ; ils vont jusqu'à s'annuler, car au centre de la fosse oligocène, il y a concordance et apparemment passage continu de l'Oligocène au Miocène ; on peut donc penser que les mouvements générateurs de discordance n'ont affecté que les marges et les bordures de la fosse subsidente oligocène et miocène qui caractérise la nappe B.

On remarque, en examinant la *nappe C*, que plus au N, le Miocène repose sur l'Oligocène à faciès Numidien par l'intermédiaire d'une discordance très nette ; on retrouve donc la deuxième phase alpine ; celle-ci dut, dans ces régions septentrionales, être relativement importante, car si le Miocène repose sur l'Oligocène en le remaniant, il remanie également le Lutétien, le Jurassique de la « chaîne calcaire » ainsi que le Dévonien, le Cristallophyllien et l'Éruptif des zones kabyles.

Son intensité et son âge exact dans le Tell littoral.

La deuxième phase alpine fut donc très violente dans cette partie toute septentrionale du Tell. Quels y furent exactement ses effets et faut-il en particulier lui rattacher les importants chevauchements que l'on y connaît ? (chevauchement de la « chaîne calcaire » sur la zone du flysch, charriage de la « nappe du flysch » sur le Crétacé supérieur plus méridional). C'est là un problème délicat qu'il est difficile de résoudre en l'absence de dépôts postérieurs à l'Oligocène « kabyle » et antérieurs au Miocène post-nappe¹.

On pensait que ces chevauchements étaient essentiellement antérieurs au dépôt de l'Oligocène, mais nous avons déjà vu (p. 473), que cette solution ne pouvait être conservée dans son intégralité ; une violente phase tectonique a affecté cette région après le dépôt de l'Oligocène, mais il reste à connaître l'importance de cette phase par rapport à celle de l'Oligocène inférieur.

1. C'est à ce dernier qu'appartiennent tous les affleurements miocènes du Tell septentrional.

Signalons simplement que, dans l'état actuel de nos connaissances, il n'est pas impossible comme A. Caire l'a déjà proposé pour le Djurdjura (1954a, b) que cette phase du sommet de l'Oligocène, ou à la rigueur de l'extrême base du Miocène, soit allée jusqu'à provoquer d'importants chevauchements et qu'elle soit en particulier responsable de la mise en place de nappes. Il s'agit là d'une hypothèse qui n'a que récemment été mise en lumière et sur laquelle il était de ce fait nécessaire d'insister.

Remarquons d'ailleurs qu'avec une telle phase, les régions littorales d'Algérie se raccorderaient mieux avec celles du Rif où la phase paroxysmale est post-chattienne (Fallot). (1)

Ajoutons pour terminer, à propos de cette phase du Tell septentrional qu'on sait simplement que cette phase est postérieure à l'Oligocène des régions littorales ; il s'agit donc en toute rigueur, en l'absence de Miocène inférieur I, soit d'une phase située entre l'Oligocène et le Miocène inférieur, soit d'une phase plus récente, située entre le Miocène inférieur I et le Miocène inférieur II ; dans ce dernier cas elle serait contemporaine de la mise en place des nappes du Tell méridional.

Un fait, il est vrai peu décisif, semble cependant indiquer qu'il faille adopter la phase de la fin de l'Oligocène ; le Miocène inférieur I de la nappe C remanie en effet à la fois le socle cristallin des régions littorales, le Dévonien, le Jurassique, le Lutétien et l'Oligocène de la chaîne calcaire, le « Numidien », et le Crétacé de la « nappe du flysch » en même temps que du Sénonien marneux, de l'Éocène inférieur à silex, de l'Éocène moyen et supérieur également marneux et du Trias. On y trouve donc à la fois, des éléments de la « chaîne calcaire », de la « nappe du flysch », de la « nappe C », et de la « nappe B » (Sénonien-Éocène). Or, pour que le remaniement d'éléments structuraux aussi différents aient pu se produire, il est difficile d'admettre que ces éléments structuraux n'aient pas déjà été rapprochés par des phénomènes tectoniques.

En résumé, au moment de la sédimentation miocène la nappe C reposait probablement déjà sur la nappe B et ceci est d'autant plus vraisemblable que l'on rencontre du Trias remanié, Trias qui jalonnait sans doute déjà des contacts anormaux.

Cette interprétation se trouve d'ailleurs appuyée par d'autres observations : le Miocène de la nappe C n'est, mis à part le rabotage basal qui

1. Mais dans le tronçon de « chaîne calcaire » qui dans le Rif correspond au Haouz, on rencontre les traces de deux violentes phases tectoniques ayant vraisemblablement chacune abouti à des charriages. La première est post-lutétienne et anté-oligène supérieur ; la deuxième post-oligocène supérieur. Les nappes de ces deux phases ont enfin été replissées au cours d'une troisième phase qui a donné au Haouz son style en « têtes plongeantes ». (Note ajoutée pendant l'impression.)

l'affecte généralement, que très peu tectonisé ; or, nous savons qu'il s'est déposé à proximité de la « chaîne calcaire » ; il est donc logique de penser qu'il n'y a pas eu dans cette région d'importante et violente phase tectonique postérieure au dépôt de ce Miocène.

Il serait en outre logique, en raison de la nature détritique du Miocène de la nappe C, de penser qu'une importante phase tectonique a immédiatement précédé le dépôt de ce Miocène. Cette phase serait d'ailleurs, si l'on admet, comme cela est vraisemblable, qu'une phase est d'autant plus importante que la sédimentation lui succédant est plus grossière, une des plus importantes du Tell ; les dépôts conglomératiques y atteignent en effet près d'un millier de mètres d'épaisseur.

Quoi qu'il en soit cette discussion montre que d'importants problèmes tectoniques restent à résoudre dans les régions littorales ; ce n'est que lorsque nous en posséderons la solution que l'on pourra tenter d'élaborer une synthèse tectonique complète du Tell.

Pour conclure et quelles que soient les solutions adoptées, les effets de la deuxième phase alpine, qu'il faut situer à la limite de l'Oligocène et du Miocène, sont très variables suivant les parties du Tell envisagées. Sur une même transversale, cette phase a pu, ne pas perturber du tout la sédimentation oligo-miocène et aller par contre ailleurs jusqu'à provoquer d'importants chevauchements.

L'effet des phases tectoniques est ainsi localisé tout comme le sont les différents domaines paléogéographiques, le long de zones grossièrement parallèles à l'axe du sillon tellien. On retrouve de cette façon, la nécessité de ne pas dissocier dans les régions complexes la tectonique et la paléogéographie.

16. — LE MIOCÈNE INFÉRIEUR I

La transgression Miocène correspond à un retour offensif de la mer sur des territoires précédemment émergés, mais le sillon tellien des époques antérieures s'est en même temps beaucoup modifié. On peut, pendant une courte période y distinguer trois fosses subsidentes : la plus septentrionale tirait son matériel de reliefs qu'il faut situer à l'emplacement de l'actuelle Méditerranée.

A la deuxième phase alpine succéda une paléogéographie toute différente de celle de l'Oligocène ; le sillon tellien se morcelle et se complique ; on est loin de la simplicité paléogéographique des temps crétacés.

Le sillon sud-tellien.

Un premier bras de mer correspondait à la bordure sud-tellienne, où les marnes miocènes atteignent certainement, sous les nappes, plusieurs centaines de mètres, peut-être même plus de 1000 m (mais seuls des sondages permettront de le préciser) ; la subsi-

dence était active au centre de ce sillon sud-tellien qui se relevait progressivement vers le S où il venait s'appuyer sur les faibles reliefs jurassiques et crétacés des hautes plaines qui alimentaient les nombreuses intercalations gréseuses du Miocène.

Les hauts fonds du Tell méridional.

Plus au N, ce sillon était flanqué, *au moins au début de la transgression miocène*, par une zone de reliefs correspondant aux actuels bombements autochtones de la région de Teniet el Haad. Ce régime de mer peu profonde se retrouve dans le complexe A, où les conglomérats sont très fréquents.

Les fosses du Tell septentrional.

La fosse de la nappe B.

Un nouveau sillon bordait cette zone de hauts fonds au N, c'est-à-dire dans le Tell septentrional ; il s'agit cette fois-ci d'une fosse importante, puisqu'en son centre la sédimentation paraît continue depuis le Crétacé jusqu'au Miocène et que l'Oligo-Miocène y totalise plus de 2000 m ; il s'agit donc d'une fosse de subsidence. Sur son bord méridional apparaissent des discordances et le Miocène repose jusque sur le Crétacé moyen. Les hauts fonds plus méridionaux de Crétacé néritique (Barrémo-Aptien des massifs autochtones) alimentaient les passées détritiques de la bordure de cette fosse.

La nature des galets de quelques lambeaux miocènes, appartenant à la base de la nappe B et se situant par conséquent sur le bord S de cette fosse, pose cependant un délicat problème. On y trouve d'une part des galets de Barrémo-Aptien, d'autre part des galets de Sénonien et de Céno-manien néritiques tout à fait inconnus dans cette partie du Tell, connus par contre plus au S dans l'Atlas Saharien. Or, si l'origine de ces galets est méridionale, on se heurte à quelques difficultés. Les galets devraient en effet avoir traversé à la fois la fosse sud-tellienne et les hauts fonds du Crétacé autochtone ce qui est au premier abord difficilement concevable. Une explication peut cependant être trouvée : ces galets auraient été apportés par des cours d'eau qui auraient coulé du S au N et auraient pu arriver dans la fosse oligo-miocène simplement parce que la fosse sud-tellienne et les hauts-fonds plus méridionaux ne s'étaient pas encore individualisés. Ainsi s'expliquerait facilement le mélange de galets appartenant au Barrémo-Aptien et au Crétacé supérieur néritique.

Mais cette hypothèse suppose que le sillon sud-tellien n'a commencé à s'individualiser qu'après la fosse correspondant à la nappe B. Ceci n'est, il est vrai, pas étonnant puisque dans cette dernière la sédimentation est continue de l'Oligocène au Miocène, alors que dans la fosse sud-tellienne le Miocène est discordant et transgressif.

Que devenait vers le N cette fosse subsidente de l'Oligo-Miocène ? Comme on ne trouve plus dans la partie supérieure de la nappe B de Miocène inférieur, il est logique de penser qu'elle se relevait

progressivement jusqu'à former des hauts fonds ou un seuil ; il faut cependant remarquer que nous ne possédons que des arguments négatifs en faveur de cette hypothèse.

La fosse de la nappe C.

Nous savons, grâce au Miocène de la nappe C, qu'une troisième fosse bordait au N ce seuil problématique ; la subsidence y était très active puisque plus de 2000 m de Miocène s'y sont accumulés. Mais cette fois-ci, ce sont les reliefs situés au N de ce nouveau sillon qui fournissent le matériel nécessaire à son remplissage. Des cours d'eau descendaient vraisemblablement de ces reliefs pour déverser dans une mer peu profonde du matériel très grossier, qui devenait de plus en plus fin à mesure que l'on se déplaçait vers le large. On est donc une nouvelle fois obligé de placer, sous l'actuelle Méditerranée, des reliefs émergés.

A l'aurore du Miocène la paléogéographie était donc relativement compliquée ; mais malgré les fortes épaisseurs de Miocène accumulées dans chacun des sillons, la profondeur des mers ne devait pas y être très importante ; la sédimentation exclusivement marneuse qu'on y trouve souvent indique simplement que le continent bordier ne comportait aucun relief notable. Soulignons pour terminer que la paléogéographie que nous avons essayé de reconstituer n'est valable que pour la transversale du Tell étudiée ici ; car aux variations NS se superposaient certainement de notables variations EW.

17. — LA MISE EN PLACE DES NAPPES DU TELL MÉRIDIONAL

Le rôle de la gravité est certainement essentiel. Pour expliquer le départ des unités de glissement ainsi que leur disposition, on peut invoquer, d'une part, une déformation des fonds sous-marins, d'autre part, la migration d'une flexure vers le N. Mais de nombreux mécanismes restent obscurs ; tel celui du rabotage basal, celui de l'apparition du Trias dans toutes les unités...

Une étude très détaillée du Tell septentrional, lieu d'origine des nappes du Tell méridional, pourra peut-être nous fournir des explications complètes.

Le mécanisme complet de mise en place des nappes du Tell ne pourra vraisemblablement jamais être parfaitement disséqué. Il aurait en effet fallu, afin de reconstituer avec rigueur la rapide succession des phénomènes, pouvoir établir une stratigraphie très fine à l'intérieur du Miocène inférieur I ; or, ce n'est pas le cas, puisque nous n'y possédons aucun horizon repère et que de plus ce terrain n'affleure pas dans le Tell septentrional.

Le schéma paléogéographique que nous venons de discuter ne s'applique qu'à l'extrême début du Miocène inférieur ; il va subir d'importantes retouches au cours de la période qui précède immédiatement, qui accompagne et qui suit de peu la mise en place des nappes sud-telliennes. Malheureusement les dépôts qui ont à peine précédé, qui ont accompagné et suivi la mise en place de l'allochtone et qui auraient de ce fait pu enregistrer pour nous la succession des phénomènes, sont d'une utilisation très délicate. Il n'est tout d'abord pas possible d'établir une stratigraphie fine du Miocène I ; nous n'y connaissons en particulier aucun banc repère et rien ne permet de distinguer les marnes de la base de celles du sommet ; les affleurements sont en outre souvent très tectonisés donc d'une analyse stratigraphique difficile ; enfin les affleurements de Miocène manquent dans de nombreuses régions, en particulier dans le Tell septentrional.

Comme une multitude de phénomènes se sont produits au cours de ce Miocène, on comprend qu'il sera difficile, sinon impossible, d'établir une chronologie même relative de ces phénomènes, et de chercher par exemple à prouver la contemporanéité de deux phases intramiocènes

Toute vue synthétique comportera donc une bonne part d'interprétations ; ces circonstances défavorables expliquent que l'accord n'ait encore pu se réaliser sur le mécanisme de mise en place de toutes les nappes telliennes. Un fait n'en reste pas moins évident au simple examen des coupes de la planche II : la gravité doit être invoquée pour expliquer la mise en place des nappes dans le Tell méridional.

1) Les différentes phases.

a) De par sa situation quasi générale sous la nappe B le *complexe A* a dû se mettre en place avant l'arrivée de la nappe B ou à la rigueur en même temps¹. Mais quel fut le moteur de cette mise en place ? Par analogie avec les nappes B et C on pourrait être tenté d'attribuer la tectonique du complexe A aux seuls effets de la gravité. Mais à notre avis la réalité doit être plus complexe. On constate en effet que dans une partie du complexe A apparaissent des lambeaux très tectonisés de Jurassique (massif culminant de l'Ouarsenis) ; or, une simple tectonique d'écoulement par gravité ne saurait expliquer d'aussi intenses dislocations affectant une

1. Des mouvements ont encore pu se produire après la mise en place de la nappe B, en provoquant les encapuchonnements évoqués page 437 mais il s'agit là, au moins pour notre région, de phénomènes exceptionnels.

série calcaire de plus de 500 m de puissance. Dans ces conditions, il nous semble indispensable d'imaginer, au moins localement, un rétrécissement du socle anté-triasique, c'est-à-dire une phase tangentielle d'âge miocène (puisque le Miocène participe aux accidents).

Il est d'ailleurs possible d'imaginer que les cassures du socle se sont plus ou moins amorties dans les niveaux triasiques, et que, par suite du rétrécissement du tréfonds, ils ont provoqué une désolidarisation de la couverture, c'est-à-dire un décollement au cours duquel les phénomènes dus à la gravité ont alors joué un rôle important.

Nous sommes enclin à penser, pour conclure, qu'une phase tangentielle d'âge miocène ayant rétréci le socle a été nécessaire pour déclencher la mise en place du complexe A et le livrer aux effets de la tectonique par gravité.

Il faut noter que cette hypothèse explicative présente une importante difficulté ; jamais en Algérie on n'a pu prouver l'existence d'une phase tangentielle d'âge miocène affectant le socle. Notons cependant qu'une phase de ce type est connue au Maroc, en avant des nappes prérfaines, où elle a provoqué la mise en place des rides prérfaines (Lévy R. G. et Tilloy R., 1952) et que P. Fallot a proposé une interprétation de même type pour expliquer la structure de la partie septentrionale du Rif (P. Fallot, 1952).

b) *La nappe B* vient ensuite recouvrir l'autochtone et le complexe A ; mais si avec ce dernier la gravité ne fut probablement pas seule à intervenir, l'arrivée de la nappe B dans le Tell méridional ne peut être due qu'à la seule gravité.

Cette interprétation s'impose en raison de l'allure très simple de la surface de contact anormal de base (voir pl. II) de la structure souvent chaotique de la nappe elle-même, de la disposition enfin du front de la nappe qui oblige à imaginer des glissements contemporains de la sédimentation miocène.

Cette disposition est particulièrement bien visible dans la partie SE du territoire étudié (f. Taine). Nous avons en effet vu que dans cette région la nappe B ne repose pas toujours simplement sur le Miocène autochtone et que, par endroits, ce dernier est chargé, en bordure du front de la nappe, de lentilles plus ou moins importantes de cette nappe. Nous savons aussi que ces lentilles d'allochtone ne peuvent appartenir qu'à des « klippes sédimentaires » qui sont venues glisser jusqu'au centre de la cuvette sud-tellienne. Or, comme on passe progressivement de ces lentilles d'allochtone interstratifiées dans le Miocène autochtone, à la nappe elle-même, il est évident que celle-ci s'est mise en place par gravité.

Une telle explication ne va cependant pas sans poser des problèmes, car il faut en outre rendre compte, à la fois de l'origine

lointaine de la nappe B et de son découpage en lames superposées, caractérisée chacune par des faciès différents.

Comme un simple glissement ne peut expliquer ces caractères, il faut imaginer une évolution assez compliquée. Voici un des types d'évolution que l'on peut proposer :

Le Tell méridional est occupé par une dépression marine. Le centre de cette dépression se trouve à l'emplacement de l'actuelle bordure sud-tellienne et les fonds sous-marins se relèvent graduellement vers le N en formant un glacis légèrement incliné. Dans cette région septentrionale on rencontre des hauts-fonds ou des reliefs émergés ; leur composition est celle de la partie inférieure de la nappe B (faciès les plus méridionaux). Par suite de la surrection de cette zone septentrionale des masses s'en détachent et glissent vers le S, jusqu'au centre du sillon, en y formant des « klippes sédimentaires ».

Puis le phénomène s'amplifie et de grosses masses s'écoulent vers le S ; ce glissement se fait sur de grandes distances de l'ordre de 50 km¹ (puisque tel est l'ordre de grandeur minimum des déplacements subis par la nappe B dans la partie E du territoire) ; pour que la pente soit suffisante, le centre du sillon tellien avait donc une assez forte profondeur, 2000 m par exemple (ce qui donne une pente de 4/100, largement suffisante).

En même temps le glacis légèrement incliné qui permit ces premiers glissements s'accroît et se déplace vers le N en provoquant le départ de paquets de plus en plus septentrionaux. On était en somme en présence d'une espèce de flexure qui migrerait régulièrement vers le N tout en provoquant des glissements des faciès de plus en plus septentrionaux.

Remarquons cependant que cette hypothèse du déplacement vers le N d'une flexure n'est que théorique et qu'aucun fait précis ne peut venir l'appuyer en raison de la rapidité avec laquelle s'est effectué le phénomène. En l'exposant, nous avons simplement voulu montrer qu'une explication *pouvait* être trouvée. Soulignons d'ailleurs qu'on pourrait trouver d'autres hypothèses explicatives ; celle d'une flexure, ou d'une ride, se déplaçant du N au S (et non du S au N) explique presque autant de faits. Mais la simple coexistence de deux hypothèses aussi contradictoires montre, à elle seule, combien nous savons peu de choses sur le mécanisme de mise en place de la nappe B.

c) Tout comme la nappe B, la *nappe C* est très probablement arrivée dans le Tell méridional par glissement ; cette interprétation est imposée par l'allure de la surface de contact anormal de base, et par la structure de la nappe elle-même (pl. II).

1. Notons que ce chiffre n'est pas invraisemblable ; il est admis par les géologues alpins pour les blocs exotiques du Wildflysch, et entre autres par M. Lugeon pour les klippes de la nappe de Morcles ; par Renz O., Lakemank, et Van de Meulen (1955) pour des exemples du Vénézuéla.

Dans le cadre de l'hypothèse développée à propos de la nappe B, le départ de la nappe C peut être dû à l'arrivée de la flexure précitée dans le Tell tout à fait septentrional..., à moins évidemment que la nappe C ne soit arrivée dans le Tell méridional supportée par la nappe B, la superposition de ces unités s'étant faite antérieurement. Là encore rien de précis ne peut en somme être avancé, et toutes les explications que l'on peut proposer restent peu convaincantes.

D'importantes modifications semblent avoir accompagné la mise en place de la nappe C, car il est fort possible que le glissement se soit produit sur une surface d'érosion et que les mers miocènes aient alors disparu.

Dans la région de Teniet el Haad - Trolard Taza, Letourneux, la nappe C repose en effet à la fois sur l'autochtone et la nappe B ; une surface d'érosion s'impose donc pour expliquer cette disposition. Peut-être s'agissait-il de pédiplains, comme A. Caire vient de le proposer (1956).

Pour provoquer le départ de la nappe C la flexure invoquée jusqu'à présent ainsi que les reliefs l'accompagnant, s'était donc déplacée et était arrivée dans le Tell tout à fait septentrional.

2) Quelques problèmes.

Il ne faut pas cacher que l'évolution structurale théorique que nous venons de proposer, à savoir le déplacement progressif vers le N d'une flexure ayant provoqué le départ de glissements est loin de nous paraître satisfaisante.

Pourquoi les glissements se sont-ils produits sur les bords de cette flexure qui comportait des dénivellations relativement modestes ? On connaît actuellement maintes fosses marines de même nature que celle qu'on est amené à imaginer. Or, on n'a jamais pu y mettre en évidence des glissements comparables à ceux évoqués ici et ceci en dépit du récent perfectionnement des techniques océanographiques. Peut-être est-ce une sismicité intense qui fut à l'origine des glissements ?

Peut-être faut-il aussi invoquer la nature essentiellement marneuse du matériel glissé ainsi que le rôle possible du Trias qui transperçait de ses diapirs plus ou moins complexes, toutes les masses marneuses du Crétacé et du Tertiaire.

Il est probable enfin que le glissement proprement dit n'ait été que la dernière manifestation d'un phénomène plus général qui nous échappe encore et où la phase de l'Oligocène inférieur a pu

jouer un rôle important. On comprendrait dans ce cas que les explications que nous nous sommes efforcé de trouver ne soient que partielles et incomplètes.

A propos de l'épaisseur des séries glissées.

On rencontre dans le matériel glissé des séries qui atteignent plusieurs milliers de mètres de puissance (2000 m pour le seul Oligo-Miocène de la nappe B, 2 à 3000 m pour le seul Miocène de la nappe C). On pourrait penser, au premier abord, que de telles épaisseurs impliquent pour l'époque du glissement des dénivellations topographiques de même amplitude. Mais il faudrait alors imaginer pour la nappe C des reliefs de 3000 m environ, ce qu'aucun autre indice ne permet de supposer.

Nous pensons pour notre part que ce n'est pas l'épaisseur des séries glissées qu'il faut considérer pour se faire une idée des dénivellations qui devaient régner à l'époque des glissements, mais l'épaisseur de chaque nappe, ou de chaque lame. Or, ces épaisseurs restent toujours relativement modestes ; de l'ordre de 500 m au maximum. Ceci nous conduit à penser que les paquets qui glissèrent vers le S n'exigèrent pas nécessairement de fortes dénivellations ; lorsque les paquets décollés ne dépassent pas 500 m de puissance, le décollement put se faire suivant un niveau plastique, la surface de décollement étant parallèle au pendage des couches ; lorsque les paquets dépassent 500 m, de puissance, la surface de décollement coupait obliquement les strates suivant un angle plus ou moins fort ; la puissance de la série décollée peut alors devenir très importante.

Le rabotage basal.

Cet exemple nous amène à examiner le phénomène de rabotage basal qui affecte mainte unité allochtone ; on peut en effet se demander s'il est dû à une ablation *mécanique* due au transport d'une unité et à son frottement sur son substratum. Nous ne pensons pas que ce phénomène puisse à lui seul tout expliquer, car il faudrait parfois envisager (pour la nappe C en particulier) une ablation mécanique de plusieurs kilomètres cubes difficilement concevable. Il est plus logique de penser qu'au moins dans certains cas, la surface de décollement coupait originellement les bancs en biseau.

Les unités tectoniques ne seraient ainsi que des gigantesques « loupes de glissement » détachées de zones se surélevant continuellement et se déplaçant progressivement vers le N.

Mais on aimerait évidemment pouvoir confirmer grâce à des exemples actuels ce mécanisme de mise en place des nappes telliennes.

L'origine du Trias.

La fréquence et l'allure des appareils triasiques de l'allochtone posent eux aussi un irritant problème. D'où vient le Trias et par quel mécanisme est-il arrivé à jalonner avec une telle abondance presque tous les contacts anormaux ? Ce Trias tire manifestement son origine, à la fois du Tell méridional (complexe A) et du Tell septentrional (nappes B et C). On peut imaginer qu'avant le départ des nappes de glissement, le Trias avait percé la couverture à l'occasion d'accidents diapiriques plus ou moins compliqués (ils ne peuvent être simples car ils remontent des copeaux du socle).

Lorsque cette couverture participa au glissement, les zones à Trias furent disloquées et le gypse qui formait un excellent lubrifiant favorisa les décollements ; de plus, les paquets décollés ne comportant pas de Trias basal en récoltaient rapidement en « rabotant » des zones à Trias en se « beurrant » sur elles. On arrive en un mot à comprendre que, de cette façon, la plupart des contacts anormaux importants soient jalonnés de Trias. Quant à l'allure très irrégulière des amas triasiques, elle se conçoit facilement en invoquant les modes de glissements et la taille variable des affleurements triasiques nourriciers.

Insistons pour terminer ce rapide examen des lames triasiques sur le rôle possible des accidents triasiques antérieurs à la mise en place des nappes ; ceux-ci ont pour une bonne part pu favoriser le départ même des nappes de glissement et l'on peut imaginer plusieurs mécanismes, tel celui imaginé par exemple par V. der Fliert dans le Constantinois, pour expliquer la mise en place d'unités de recouvrement (1952).

Avant la mise en place des nappes, le Trias n'apparaissait d'ailleurs peut-être pas seulement en diapirs plus ou moins complexes. Peut-être existait-il déjà, en particulier dans le Tell septentrional, domaine des nappes B et C, des contacts anormaux peu inclinés jalonnés de Trias ; nous avons en effet vu plus haut que la nappe C reposait probablement sur la nappe B avant le dépôt du Miocène inférieur et que les deux nappes existaient vraisemblablement déjà, en étant séparées par un contact anormal à Trias. Or, il est facile de comprendre qu'il suffisait d'une surrection d'ensemble pour que les contacts à Trias de cette phase antémiocène se transforment en surface de glissement (Caire, 1956).

Signalons enfin que le problème de la genèse des contacts anormaux à Trias n'est pas particulier au Tell ; il se pose dans maintes autres régions telles que par exemple les Cordillères bétiques (Fallot) et les Corbières (Barrabé 1922, 1923).

Les problèmes du Tell septentrional et leur importance.

Les lambeaux d'allochtone de la partie du Tell méridional que nous avons étudiée, viennent incontestablement du N par l'intervention d'une tectonique d'écoulement ; il est cependant possible que cette manifestation de la pesanteur ne soit que l'ultime phase d'un phénomène plus général, ayant eu pour cadre le Tell septentrional ; il est possible en particulier qu'une tectonique tangentielle avec compression et éjection ait précédé, préparé et même provoqué la tectonique d'écoulement. Dans ce cas, seule l'étude détaillée du Tell septentrional pourra nous fournir des explications complètes ; on comprend donc que le **mécanisme de mise en place des nappes du Tell méridional risque de ne pouvoir être dissocié de l'histoire du Tell tout entier.**

Un tour d'horizon général est donc nécessaire pour aborder le mécanisme de mise en place des nappes ; nous n'en parlerons donc que dans le chapitre des conclusions générales.

18. — LES MOUVEMENTS POST-NAPPE ANTÉRIEURS AU MIOCÈNE INFÉRIEUR I

A la mise en place des nappes succède une émerision générale du Tell en même temps que se forment de vastes plis à grand rayon de courbure.

La mise en place des nappes de glissement fut accompagnée et suivie d'une émerision progressive du Tell puisque la mise en place de la dernière nappe (nappe C) s'est vraisemblablement effectuée sur une surface d'érosion. Cette émerision est l'indice de mouvements tectoniques intra-miocènes ; ceux-ci ne provoquent pas seulement un exhaussement général du Tell, mais furent aussi à l'origine de plis. L'autochtone, et par là même l'allochtone qui le recouvre, furent affectés de *plis à grand rayon de courbure* mais dont les flancs arrivent à être verticaux ; parmi eux dominant les plis NE-SW. Les structures obliques de l'Atlas Saharien, déjà individualisées au cours d'une phase anté-miocène ont donc rejoué au cours de cette phase intra-miocène. A ces structures NE-SW s'associent de plus amples structures EW ; la dépression sud-tellienne est la plus importante d'entre elles. C'est probablement cette même phase qui amorce le rejeu des amygdales

de la zone du Chélif (zone III) et ses effets se firent vraisemblablement sentir jusque dans le Tell septentrional, où faute de Miocène inférieur I on ne peut cependant rien affirmer.

La fosse tellienne a donc, pour la première fois dans l'histoire du Tell, complètement disparu ; elle a été remplacée par un pays émergé et plissé ; la tendance à la subsidence qui s'était fait sentir durant tout le Crétacé, qui avait peu à peu été contrecarré par les phases tectoniques du Tertiaire, a finalement totalement disparu ; elle a été remplacée par une tendance à la surrection, grâce à l'intervention active du socle dont l'influence va désormais devenir prédominante.

19. — LE MIOCÈNE POST-NAPPE (MIOCÈNE INFÉRIEUR II ET MIOCÈNE SUPÉRIEUR)

Avec la transgression du « Cartennien » la mer reprend possession d'une partie du Tell.

A la période de plissement et de surrection intra-miocène succède une accalmie relative grâce à laquelle, après une phase de pédiphanation plus ou moins parfaite, la mer va momentanément reprendre possession d'une partie du Tell.

Elle reste cependant, cette fois-ci, localisée dans d'étroites dépressions allongées ; la subsidence y est localement fort importante (4000 m de Miocène dans le Bas Chélif). Les mouvements se poursuivent donc activement ; ils expliquent la composition très détritique de certains faciès miocènes ; ils sont responsables de la discordance que l'on remarque souvent entre le Miocène inférieur et supérieur, en bordure des sillons subsidents. Il s'agit cependant de mouvements à très grand rayon de courbure qui se perpétuèrent jusqu'à la fin du Pliocène.

20. — LA PHASE TECTONIQUE DE LA FIN DU MIOCÈNE

Les nouvelles zones tectoniques individualisées au cours de la sédimentation du Miocène post-nappe continuèrent de se différencier après le retrait définitif de la mer qui, à la fin du Miocène, abandonne la majeure partie du Tell. On aboutit à des *plis à grand rayon de courbure* dont certains flancs peuvent cependant atteindre la verticale ; leur direction est habituellement EW mais l'influence des structures obliques se fait toujours sentir.

21. — L'ÉVOLUTION PLIO-QUATERNAIRE

C'est désormais une évolution continentale dont il est difficile de disséquer les vicissitudes en raison de la rareté des dépôts

plio-quaternaires. Signalons cependant qu'après une phase de relatif repos, correspondant à une partie du Pliocène (époque pendant laquelle le Tell avait été plus ou moins parfaitement aplani par des pédiplaines), les zones tectoniques ayant régi l'allure des mers du Miocène post-nappe se mettent à rejouer.

Ce rejeu récent débuta probablement au début du Quaternaire et se poursuivit vraisemblablement jusqu'à nos jours en provoquant la surrection définitive des reliefs actuels du Tell. Ce sont de ce fait les déformations plio-quaternaires, qui sont d'ailleurs communes à toute l'Afrique du Nord et dont L. Glangeaud (1954) vient de nous donner une importante analyse¹, qui ont donné au Tell son actuelle morphologie.

¹ Une abondante bibliographie, à laquelle nous renvoyons, se trouve dans ce travail.

PLANCHE 1



Fig. 1. — « **Ripple-marks** » dans le flysch barrémien des environs du col situé entre Marbot et Dutertre ($x = 446, 3$ $y = 296, 2$).



Fig. 2. — « **Ripple-marks** » situés à proximité de ceux de la fig. 1. On remarque deux systèmes de ripple-mark dont le plus ancien a déformé le plus récent ; chez ce dernier noter la juxtaposition de rides de grandeurs très différentes.

PLANCHE 2



Fig. 1. — **Moulures arrondies** (figures de charge et de fluxion) à la base d'un banc de grès-quartzites de l'Albien de la nappe B ($x = 426,75$ $y = 272,4$).

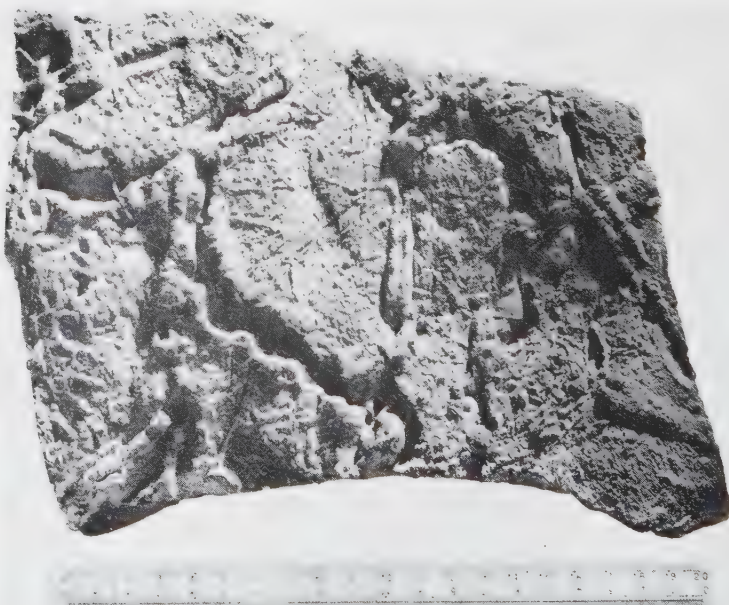


Fig. 2. — Partie supérieure du banc de la figure 1 avec nombreuses pistes.

PLANCHE 3



Fig. 1. — Détail d'une moulure asymétrique. Base d'un banc de grès-quartzite intercalé dans les argiles numidiennes (oligocènes; en x = 432, 05 y = 282, 0.

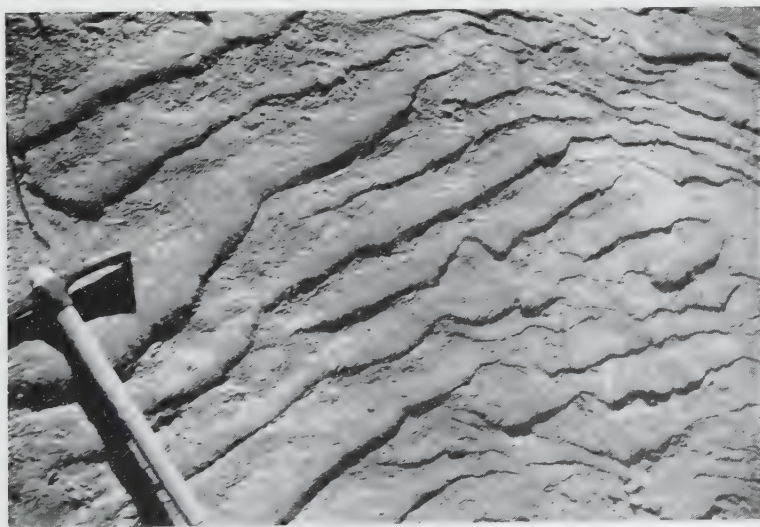


Fig. 2. — Rides cannelées. Base d'un banc de grès numidiens (oligocènes). Piste de la forêt des Cédres; x = 432, 6 y = 286, 3.

PLANCHE 4



Fig. 1. — **Moulures arrondies** (figures de charge et de fluxion) à la base d'un banc de grès numidiens. Piste de la forêt des Cèdres, $x = 432$, $6 y = 286$, 25.

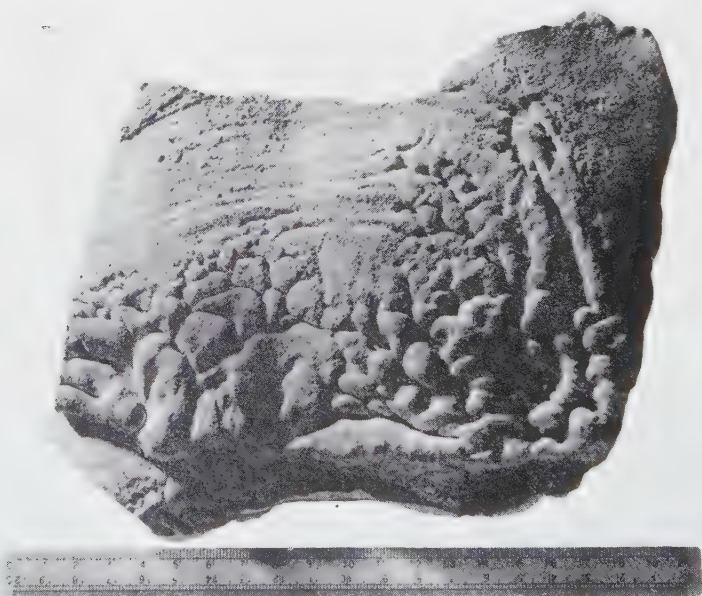


Fig. 2. — **Moulures arrondies** (figures de charge et de fluxion) à la base d'un banc de grès numidiens. Piste de la forêt des Cèdres $x = 432$, $6 y = 286$, 5.

PLANCHE 5



Fig. 1. — Grosses **moulures arrondies** (figures de charge ?) dans les grès numidiens (oligocènes). Série renversée de la piste de la forêt des Cèdres.



Fig. 2. — **Moulures arrondies** (figure de charge et de fluxion) et **moulures rectilignes** à la base d'un banc de grès numidiens. Piste de la forêt des Cèdres, x = 432, 6 y = 286, 3.

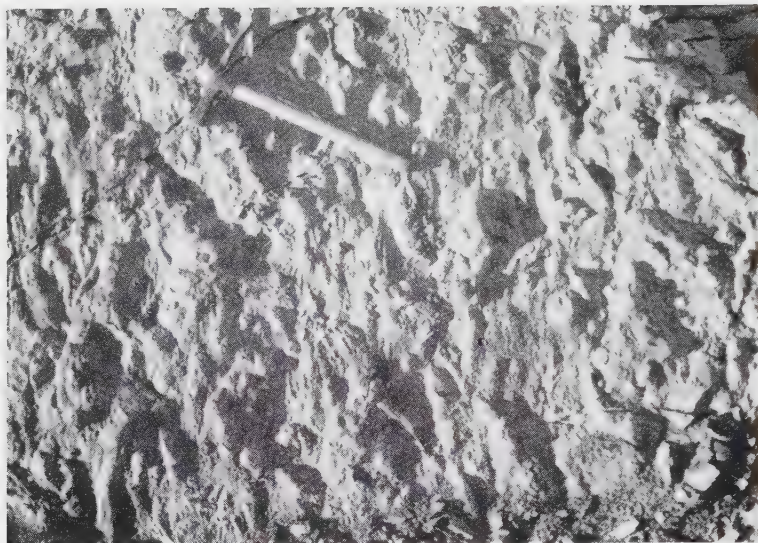


Fig. 2. Base d'un banc de grès numidien à villosités. Piste de la forêt des Cèdres : x = 432, 6 y = 286, 5.



Fig. 1. — Moulures arrondies à la base d'un banc de grès-quartzites. Albien renversé du Grand Pic de l'Ouarsenis : x = 402, 2 y = 287, 2.



Fig. 1. — **Moultures allongées** à la base d'un banc de grès numidiens (oligocènes). Piste de la forêt des Cédres, x = 432, 6 y = 286, 25.



Fig. 2. — **Moultures rectilignes** à la base d'un banc de grès numidiens, Piste de la forêt des Cédres, x = 432, 6 y = 286, 25.

PLANCHE 8

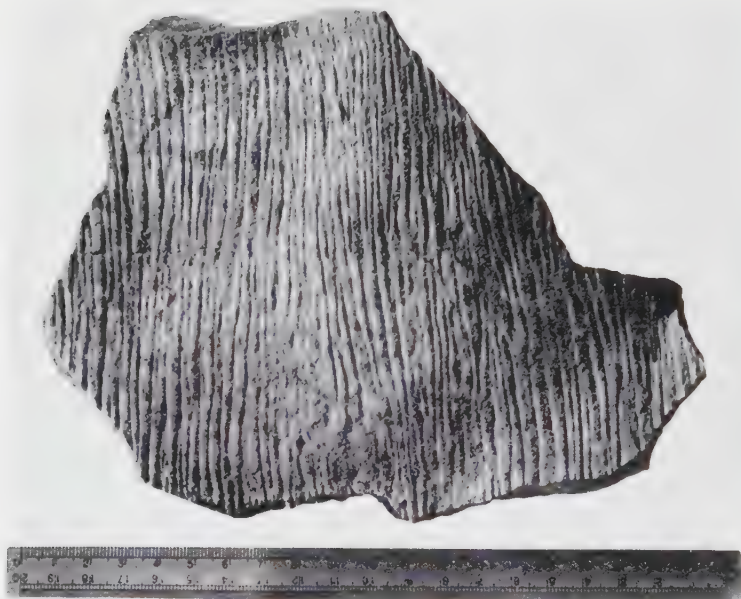


Fig. 1. — Surface inférieure d'un banc de grès numidiens à **cannelures**.
Piste de la forêt des Cèdres.



Fig. 2. — Surface inférieure d'un banc de grès numidien (oligocène) à **cannelures**.



Situation de la
photographie sur
la carte au 1/200.000



Vue aérienne (au 1/50.000 environ)
de la terminaison Est de la nappe C
(ici exclusivement formée de Miocène
inférieur) au SW de Trolard Taza.
Noter la structure simple du Miocène,
le très net rabotage basal qui l'affecte
et la variation de faciès qu'on y
remarque (pour plus de détails voir
les figures 126 et 208). Les affleure-
ments blancs de la nappe B corres-
pondent à l'Eocène inférieur.

CONCLUSIONS GÉNÉRALES

L'étude géologique détaillée de l'Ouarsenis oriental nous a permis de reconstituer l'histoire d'une importante partie du Tell algérien. De nombreux problèmes concernant l'évolution d'une transversale du Tell tout entier ont pu être abordés grâce aux lambeaux d'allochtone qui provenaient au moins partiellement du Tell septentrional et qui ont été conservés dans le Tell méridional.

Afin de pouvoir présenter une synthèse homogène il eut évidemment fallu étudier le Tell septentrional, non seulement par l'intermédiaire des nappes de glissement en provenant, mais encore en le cartographiant personnellement avec autant de détails que le Tell méridional ; mais le but de notre travail était plus limité.

Nos conclusions ne se veulent donc pas complètes ; elles ne prétendent fournir autre chose qu'un jalon provisoire sur la voie de la connaissance du Tell algérien.

*
* *

Le Tell a été le siège d'une évolution analogue à celle de maintes chaînes plissées ; il est né d'une mer dont les vicissitudes et les modifications ont été nombreuses.

1) L'ÉVOLUTION DU TELL AU SECONDAIRE

Une longue phase de préparation s'étale du Jurassique à l'Éocène.

Au cours de cette période la **sédimentation** et la **subsidence** fonctionnèrent activement dans une zone grossièrement E-W qui bordait au N la plate-forme africaine.

Les sédiments qui s'accumulèrent dans cette partie mobile de l'écorce sous une épaisseur variable mais toujours forte (plusieurs milliers de mètres pour le seul Crétacé) peuvent être séparés en deux groupes bien distincts.

Dans une **province méridionale** qui fut toujours directement tributaire du continent africain la sédimentation est, mis à part les quelques épisodes détritiques d'origine saharienne du Crétacé inférieur, essentiellement carbonatée. A partir de l'Albien supérieur le Crétacé y est en particulier toujours représenté par des sédiments marneux à microfaune planctonique. On assiste en outre, dans cette province, à une variation lithologique insensible qui nous fait passer des sédiments pélagiques et profonds du centre de la fosse aux dépôts néritiques qui se déposèrent plus au S sur la plate-forme saharienne.

La **province septentrionale** nous montre des faciès bien différents. Nous sommes en effet en présence d'une sédimentation presque exclusivement siliceuse du type flysch. Le continent qui alimenta ce flysch nous reste inconnu mais nous savons qu'il ne peut se situer que sous l'actuelle Méditerranée ce pourquoi nous proposons de le qualifier de « nord-kabyle ».

Ce terme nous paraît de par son imprécision préférable à celui plus général et plus connu mais désormais impropre de « Tyrrhénide ». Les récentes campagnes océanographiques nous ont en effet appris que, si elle existe la « Tyrrhénide » ne saurait se situer à l'emplacement de la mer thyrrhénienne.

Les rapports exacts de ces deux provinces paléogéographiques ne nous sont pas encore connus. On peut en effet hésiter entre deux solutions extrêmes : celle d'un sillon tellien unique, dont la partie S, tributaire du continent africain, montre des faciès méridionaux, et dont la partie N, tributaire du continent « nord-kabyle » montre des faciès septentrionaux ; celle de deux sillons distincts caractérisés chacun par leurs faciès spéciaux et alimentés chacun par un continent différent.

Cette grande imprécision paléogéographique est la conséquence des incertitudes qui subsistent encore dans l'interprétation structurale du Tell. On peut dire pour simplifier que la deuxième hypothèse ne doit être adoptée que si la « nappe du flysch » est encapuchonnée au front de la « chaîne calcaire ».

Bien que d'une façon générale la sédimentation l'emporte toujours sur la tectogénèse **quelques perturbations locales, dues à des mouvements tectoniques, viennent déjà compliquer les zones subsidentes du Crétacé.**

En ce qui concerne la province méridionale il s'agit essentiellement *des hauls-fonds de l'Albo-Aplien et du Sénonien* dus à des phases tectoniques de même âge.

Nous ne possédons pas assez de données pour reconstituer l'allure exacte de ces hauts-fonds ; la zone III de L. Glangeaud est le plus net d'entre eux ; il s'agissait vraisemblablement d'une ride E-W qui accidenta de façon intermittente la fosse subsidente de la province méridionale.

Mais le haut-fond le plus important est celui qui correspond à la très nette unité stratigraphique et structurale qu'est la « Chaîne calcaire ». Il pose en effet de très importants problèmes paléogéographiques qu'il est impossible de ne pas aborder dans ce chapitre de conclusions. Comme la « Chaîne Calcaire » (zone Ic de L. Glangeaud) est bordée par du flysch tant au nord (zone Ia) qu'au S (zone Id) L. Glangeaud supposait que le haut-fond de la « chaîne calcaire » émergeait au milieu du domaine du flysch. Dans cette hypothèse il appartiendrait donc à la province paléogéographique que nous avons qualifiée de septentrionale. Cette disposition a fort justement attiré l'attention de M. Durand Delga qui fait remarquer (1956), que dans ce cas il est difficile d'expliquer comment le flysch situé au S de la « chaîne calcaire » a pu être alimenté. Les apports détritiques ne pouvaient en effet venir ni du S, où l'on rencontre les faciès essentiellement marneux de la province méridionale, ni du N où se trouve la « chaîne calcaire » avec son Crétacé marno-calcaire très peu épais. En raison de ces contradictions et dans un souci de simplification paléogéographique, il propose alors l'hypothèse suivante : le flysch qui se trouve actuellement au S de la « chaîne calcaire » s'est en réalité déposé au N de ce haut-fond ; sa présence au S de la « chaîne calcaire » n'est due qu'à des phénomènes tectoniques. On aurait ainsi un schéma harmonieux montrant du S au N : le sillon tellien, avec des faciès que nous qualifions de méridionaux ; le haut-fond de la « chaîne calcaire », avec des faciès particuliers (Crétacé réduit) ; enfin, encore plus au N la fosse du flysch avec des faciès que nous appelons septentrionaux.

Comme nous n'avons pas personnellement étudié le Tell septentrional il nous est impossible d'apporter des faits nouveaux dans ce débat. Nous nous contenterons donc de faire les quelques remarques suivantes :

— En toute rigueur, il n'est pas impossible d'envisager que le flysch de la « nappe du flysch » ait tiré son matériel de reliefs émergés qui se trouvaient au S de la « chaîne calcaire » et de supposer que cette zone émergée ne nous est actuellement cachée que par suite du charriage de la « chaîne calcaire » sur la nappe du flysch. Il faut cependant remarquer qu'aucun fait ne vient appuyer cette hypothèse.

— Comme le flysch crétacé se trouve actuellement au S de la « chaîne-calcaire », il faut, dans l'hypothèse de M. Durand-Delga, supposer qu'il a partout déferlé par-dessus la « chaîne-calcaire ». Dans cette dernière, il

faudrait donc rencontrer des klippes de flysch crétacé. Or, de telles klippes qui seules permettraient de démontrer l'origine septentrionale du flysch, n'ont jamais été signalées ; mais cette absence peut évidemment être due à des lacunes d'observations.

— Lorsque le contact entre la chaîne calcaire et le flysch est visible la « chaîne calcaire » repose en Algérie, toujours sur le flysch (qui forme d'ailleurs la « nappe du flysch »). Or, l'hypothèse incriminée oblige à supposer que le flysch est partout passé par-dessus la « chaîne calcaire » et que celle-ci a elle-même partout chevauché le flysch. Il faut en somme admettre que la nappe du flysch a été encapuchonnée sur plusieurs centaines de km.

— Un des arguments essentiels de M. Durand-Delga a été pris dans la chaîne numidique (1956, p. 310). Dans cette région, le chaînon autochtone, du Mcid Aïcha, entouré du Crétacé essentiellement marneux de la province méridionale se prolongerait par le Sidi Driss, chaînon de la « chaîne calcaire ». Le premier étant manifestement autochtone, il en serait de même avec le second ; la « chaîne calcaire » ne serait donc là qu'un haut-fond ayant accidenté la province méridionale.

Soulignons cependant que cette très importante conclusion admet comme postulat de base, l'autochtonie du Sidi Driss. Or, l'enracinement de ce massif est loin d'être évidente, d'autant plus que L. Joleaud en faisait déjà une klippe¹. Nous pensons même que son allochtonie est vraisemblable pour de simples raisons de faciès ; en effet, dans le Sidi Driss (Deleau P., 1936), l'Éocène n'est représenté que par du Lutétien néritique transgressif sur le Jurassique ou le Paléozoïque ; or, tout autour du massif, on trouve un Crétacé marneux complet et épais, surmonté normalement par un Éocène tout différent (marnes et marno-calcaires) et probablement complet (Éocène inférieur, moyen et supérieur).

La série stratigraphique du Sidi Driss est donc toute différente de celle de son enveloppe marneuse ; or, une telle opposition est mal expliquée dans l'hypothèse autochtoniste ; elle est par contre, tout à fait cohérente si l'on interprète le Sidi Driss en klippe.

Le très fort argument du Sidi Driss reste donc contestable. Il serait évidemment très utile de savoir si ce massif est charrié ou non ; en effet, si le Sidi Driss est autochtone, c'est l'hypothèse de M. Durand-Delga qui doit inévitablement être adoptée ; s'il ne l'est pas, rien n'est résolu.

Il faut souhaiter que ce très important problème puisse rapidement être résolu. Toute la paléogéographie du Tell en dépend puisque l'essentielle question de savoir s'il y eut un ou deux sillons telliens ne peut, on le conçoit aisément, être dissociée du problème de la « chaîne calcaire »².

1. L. Joleaud charriait aussi, il est vrai, le massif apparemment bien autochtone du Mcid Aïcha ; mais il ne faut pas pour autant rejeter toutes les observations, d'autant plus que nous savons désormais que sa nappe du Djebel Ouach existe bien. (Busnardo 1954).

2. Signalons dès à présent que ce problème vient d'être résolu dans le Rif. Dans cette chaîne, qui est en tous points analogue au Tell on retrouve la « chaîne calcaire » et la « nappe du flysch ». Or il nous a été possible de prouver que la « nappe du flysch » était « ultra » et que sa position sous la « chaîne calcaire » n'était due qu'à un encapuchonnement tardif. L'hypothèse proposée par M. Durand-Delga est donc devenue une réalité et toute la paléogéographie des chaînes telliennes et rifaines doit être reconsidérée en fonction de cette nouvelle donnée (note ajoutée pendant l'impression).

Si l'hypothèse de M. Durand-Delga se vérifie les provinces septentrionales et méridionales que nous avons définies correspondraient chacune à un sillon subsident distinct séparé par un haut-fond plus ou moins important. Dans l'hypothèse de L. Glangeaud par contre, les même provinces ne correspondraient qu'aux moitiés N et S d'une même fosse tellienne qui se serait remplie grâce à des apports tant septentrionaux que méridionaux.

Le simple exposé du problème de la « chaîne calcaire » nous montre de toute façon combien il serait désormais vain de dissocier les études stratigraphiques des recherches structurales.

2) LE TELL AU TERTIAIRE ET AVANT LA MISE EN PLACE DES NAPPES DE GLISSEMENT DE L'OUARSENIS

A partir de l'Éocène l'influence de la tectogénèse commence à se faire activement sentir. La province méridionale va peu à peu être modifiée, tandis que la province septentrionale ne se manifeste plus qu'à l'Oligocène.

La **sédimentation** et la **subsidence** restent toujours très actives, mais elles ont désormais à lutter avec la tectogénèse qui arrive maintes fois à prendre le dessus. Peu à peu certaines zones, jusqu'alors subsidentes, vont devenir **ascendantes** ; des régions émergées vont apparaître, des **lacunes** se produiront, des **transgressions** et des **discordances** s'individualisent. Ce n'est qu'à la fin du Tertiaire que les efforts orogéniques auront eu raison du sillon tellien ; mais examinons les vicissitudes qui ont préludé à sa suppression.

Les phases tectoniques tertiaires ont été multiples et leurs effets très variables ; de plus, fait important, elles n'affectent jamais **tout** le domaine tellien ; **elles se localisent** au contraire suivant certaines zones parallèles aux lignes isopiques, zones qui peuvent être très étroites.

Une *première pulsation*, générale mais peu violente, débute avec l'Éocène et correspond à une notable réduction du domaine marin.

Il lui succède une importante phase *éo-alpine*, qui se place dans la partie inférieure de l'Oligocène.

Ses effets ne sont nets que dans le Tell tout à fait septentrional qui, après l'épisode marin du Lutétien, émerge une nouvelle fois. Mais même dans cette région l'importance de cette phase reste encore discutable. Car, s'il est certain, comme L. Glangeaud l'a montré, qu'il s'agit d'une importante phase de compression, allant jusqu'à l'écaillage, il n'est pas encore démontré (les difficultés d'interprétation sont dues à la superposition de plusieurs phases), que tous les grands charriages des régions littorales

doivent lui être attribués¹, une partie de ceux-ci étant peut-être comme dans le Rif « post-chattiens » (Fallot P. et Marin A., 1952).

Aux ultimes effets de cette phase oligocène il faut attribuer deux importantes modifications paléogéographiques. Tout d'abord une nouvelle surrection du haut-fond de la « chaîne calcaire » qui alimente la sédimentation détritique de l'Oligocène à faciès kabyle. Ensuite l'émersion, infiniment plus importante, d'un vaste continent qui fut pendant tout l'Oligocène à l'origine de la sédimentation quartzeuse du « Numidien ». Ce continent ne peut se situer que sous l'actuelle Méditerranée et il doit vraisemblablement au moins en partie, correspondre au continent « nord-kabyle » que nous avons évoqué au cours des temps crétacés.

On retrouve ainsi à l'Oligocène comme au Crétacé, l'opposition entre deux provinces paléogéographiques bien distinctes ; une province méridionale alimentée par le S c'est-à-dire par le continent africain, avec son faciès « Boghari » ou « oranais » essentiellement marneux ; une province septentrionale avec son faciès « numidien » essentiellement gréseux alimenté par le continent « nord-kabyle ».

Une *deuxième phase alpine* vient à la limite de l'Oligocène et du Miocène fortement perturber les sillons oligocènes, mais ses effets restent toujours très variables ; elle ne provoque pas encore l'émersion de tout le Tell.

Tout au Sud se forment des plis à grand rayon de courbure (les structures obliques en particulier), alors que plus au Nord une partie de la fosse oligocène continue à fonctionner. Le Tell tout septentrional émerge par contre totalement ; il est en outre le théâtre d'une importante phase tangentielle. Mais, pour les raisons déjà signalées à propos de la première phase alpine, les effets de cette phase ne peuvent encore pas être connus avec toute la précision souhaitable.

Le calme revient au début du Miocène ; il se reforme, une dernière fois, un assez large sillon tellien.

3) LA MISE EN PLACE DES NAPPES DE GLISSEMENT DU TELL MÉRIDIONAL

La vie du sillon de l'aurore du Miocène ne fut que de courte durée car des mouvements se font peu à peu sentir qui le désorganisent progressivement et qui aboutissent à la mise en place des nappes de glissement du Tell méridional.

1. Le constantinois a longtemps été le fief des chevauchements anté-oligocène. Mais, comme on pouvait d'ailleurs le prévoir (Mattaue, 1954), l'Oligocène de la partie tellienne du Constantinois n'est plus un dépôt post-nappe, mais bien une nappe (Blant, Cottencin, Magné, 1956). Quant à l'Oligocène post-paroxysmal des régions plus septentrionales étudié par M. Durand Delga (1955) cet auteur vient de nous montrer (1956) qu'en réalité il pouvait participer aux charriages (1956, fig. 2) et que la transgression de l'Oligocène sur un substratum très tectonisé pouvait n'être qu'apparente.

L'arrivée de nappes de glissement dans le Tell méridional constitue l'événement majeur de son évolution. Remarquons cependant qu'il ne s'agit somme toute que de **bouleversements pelli-
culaires et épidermiques** ; les volumes qui ont été déplacés à l'occasion de l'écoulement par gravité des nappes B et C restent faibles par rapport à ceux mis en jeu dans d'autres phases ; celle relativement modeste qui est à l'origine des plis à grand rayon de courbure NE-SW de l'autochtone méridional a certainement provoqué le déplacement de volumes plus grands.

Il n'en reste pas moins que ces bouleversements miocènes sont pour le géologue les plus importants du Tell méridional, ce sont eux qui affectent la majeure partie des terrains visibles et c'est de leur interprétation correcte que dépend toute synthèse du Tell.

Si l'on sait que l'arrivée des nappes jusque dans le Tell méridional est essentiellement due à la gravité, il n'en reste pas moins que le mécanisme complet de cette mise en place reste encore bien obscur.

La difficulté que l'on rencontre pour reconstituer l'évolution structurale ayant abouti à la mise en place des nappes de glissement se comprend d'ailleurs facilement. Il faut en effet se rappeler que la majeure partie des nappes que nous avons étudiées dans le Tell méridional proviennent par glissement du Tell septentrional. C'est donc dans ces régions septentrionales que s'est produite la modification qui a été à l'origine du glissement, c'est donc là qu'il faut chercher les éléments nécessaires à la reconstitution de l'évolution géodynamique du Tell.

Or, nous n'avons pas effectué l'étude détaillée de ce territoire septentrional ; on n'y rencontre de plus pas de dépôts tertiaires qui auraient pu enregistrer pour nous la succession des phénomènes. On est donc conduit à proposer des évolutions théoriques sans pouvoir les confirmer par des faits concrets.

Deux problèmes essentiels semblent devoir être séparés ; celui du mode de progression des nappes qui se sont déplacées jusque sur près de 100 km, et celui du moteur qui fut à l'origine de leur départ.

Le premier peut être résolu en imaginant d'une part des glacis légèrement inclinés (formés par exemple par des fonds sous-marins se relevant progressivement contre un relief), en supposant d'autre part que des flexures ou des rides se sont déplacées à travers le Tell en provoquant le départ de paquet d'allochtone ou en le poussant devant elles. Il s'agit en somme de mécanismes de même

type que ceux imaginés par les géologues italiens pour la nappe des argiles scaglioses et rentrant dans le cadre de la théorie de l'*onde glissement-plissement* de L. Glangeaud (1952-1956) ; ce sont malheureusement des explications qui offrent le grand désavantage de ne pouvoir se prêter à la démonstration ; elles supposent en effet des modifications paléogéographiques trop rapides et trop fugaces pour avoir été enregistrées pour nous dans les dépôts.

Le problème du phénomène général qui fut à l'origine du départ des nappes est encore plus complexe et plus obscur. C'est que les nappes du Tell méridional ne peuvent pas être dues à une simple dénudation tectonique de la couverture du Tell septentrional. Dans cette hypothèse, il faudrait en effet trouver dans ces régions septentrionales de vastes massifs « dénudés » ; or, il n'en est rien ; on y rencontre au contraire de notables lambeaux que tout porte à rattacher à la nappe B. Les « patries » de l'allochtone que l'on rencontre actuellement dans le Tell méridional ont en somme dû être recouvertes par d'autres lambeaux d'allochtone d'origine plus septentrionale, et cette disposition se poursuit jusque sous les masses paléozoïques chevauchantes des zones littorales.

Une telle disposition nous amène inévitablement à la conviction que des phénomènes tangentiels, ayant affecté le Tell septentrional, ont été à l'origine des glissements.

Plusieurs hypothèses peuvent malheureusement là encore, être opposées ; il est possible que cette phase tangentielle ait nettement précédé le glissement ; elle serait alors d'âge oligocène inférieur et l'écoulement par gravité, d'âge miocène, n'aurait pas accompagné mais nettement suivi la phase de compression et d'éjection des zones littorales (L. Glangeaud, 1952, 1956 ; A. Caire, L. Glangeaud, M. Mattauer et J. Polvêche, 1953).

Mais il est également possible d'imaginer qu'un rétrécissement du socle ait été quasi contemporain de la mise en place des nappes. Celles-ci se seraient écoulées en même temps que s'écaillait le tréfonds et parce qu'il se raccourcissait (la couverture, devenue trop large pour son substratum, ne pouvant alors que déborder vers l'extérieur). Notons que le mode de mise en place que nous avons retenu pour le complexe A, avec rétrécissement du socle, s'accorde avec cette dernière hypothèse.

Pour conclure, la mise en place des nappes de glissement du Tell n'est vraisemblablement que la conséquence de mouvements épirogéniques qui se combinèrent à une ultime phase tangentielle. Il faut cependant souligner, que les nappes du Tell doivent aussi leur existence à un *exceptionnel concours de circonstances*, à savoir :

- présence de très épaisses séries plastiques (marnes, flyschs) ;
- présence au sein de ces séries de Trias gypso-salin dont le seuil de plasticité extrêmement faible a facilité les décollements ;
- existence dans le Tell septentrional d'une importante tectonique tangentielle qui, par le raccourcissement du socle a provoqué une accumulation de sédiments dont le trop plein devenait une proie facile pour les glissements.

Mais n'hésitons pas à le dire, le mécanisme de mise en place des nappes telliennes n'est pas près d'être définitivement résolu ; alors que dans les Alpes, l'accord n'a pas encore pu se réaliser, il serait bien étonnant que le Tell, dont l'étude détaillée ne fait que commencer, nous ait fourni d'emblée toutes les solutions. Il faudra résoudre d'importants problèmes paléogéographiques avant de pouvoir s'engager résolument dans la voie des hypothèses explicatives.

4) L'HISTOIRE POST-NAPPE DU TELL

Bien que la mise en place des nappes miocènes constitue l'évènement majeur de la fin du Tertiaire, il ne lui succède pas moins des **déformations importantes**.

Immédiatement après la mise en place des nappes, c'est-à-dire alors que la mer venait de disparaître du Tell, se produit une importante phase tectonique que l'on pourrait qualifier de post-paroxysmale ; l'autochtone, et par le même coup l'allochtone, sont affectés de plis de grandes dimensions, souvent bordés par de brutales flexures ; ces plis restent influencés par les structures obliques anté-miocènes dans la région de Teniet el Haad.

Après cette phase et toujours au Miocène inférieur, la **mer revient une dernière fois à l'assaut** du Tell, mais elle n'arrive plus à en couvrir la totalité

Des reliefs accidentent désormais le Tell et la mer reste localisée dans des dépressions allongées ; celles-ci sont d'ailleurs affectées d'une active subsidence pendant que ne cesseront de se surélever les reliefs environnants. L'orientation de ces zones subsidentes est toujours E-W, c'est-à-dire parallèle aux lignes isopiques du sillon tellien que nous avons vu évoluer depuis le Crétacé ; mais le maximum de subsidence de cette époque miocène ne correspond plus du tout au maximum des époques antérieures. Le sillon tellien a été totalement transformé.

Les mouvements ascensionnels finissent par prédominer à la fin du Miocène et le Tell émerge définitivement. Mais, comme dans toute la Berbérie, les mouvements n'en cessent pas pour autant (cf. L. Glangeaud, 1955).

Après une période de repos ayant permis l'élaboration de surfaces d'érosion pliocènes plus ou moins parfaites, les régions qui avaient déjà été

ascendantes au cours de la deuxième partie du Miocène, recommencent à se soulever faiblement en même temps que l'érosion les attaque immédiatement.

Nous arrivons ainsi à l'époque actuelle, au cours de laquelle les mouvements n'ont vraisemblablement pas encore cessé.

*

* *

L'étude du massif de l'Ouarsenis nous a ainsi permis de reconstituer l'évolution que subit une partie du Tell au cours des temps secondaires et tertiaires et de soulever quelques-uns de grands problèmes qui s'y posent encore.

Nous avons vu que cette évolution était caractérisée par deux périodes essentielles. Une période de subsidence vit d'abord s'accumuler pendant le Crétacé, d'épais dépôts qui peuvent se ranger dans deux provinces paléogéographiques distinctes. Avec le Tertiaire commence une période de mouvements ; par l'intermédiaire d'une multitude de phases tectoniques ceux-ci réduisirent peu à peu le domaine des fosses marines subsidentes et aboutirent à d'importants recouvrements qui ont complètement bouleversé l'aspect initial du Tell.

Il n'apparaît pas que la Méditerranée ait joué dans l'histoire du Tell un rôle notable ; sa formation est récente, pour une bonne part postérieure à la mise en place des nappes de la Berbérie.

La Méditerranée n'est vraisemblablement qu'une manifestation post-paroxysmale ; celle-ci acheva de désorganiser définitivement le visage de la « Mésogée » en abîmant sous les eaux de vastes territoires précédemment émergés ; elle a irrémédiablement fait disparaître un vaste continent qui, par le rôle qu'il joua au Crétacé et à l'Oligocène, n'en est peut-être pas moins une importante unité paléogéographique de la Méditerranée occidentale.

TABLE DES MATIÈRES

Avant-Propos.....	III à XI
Bibliographie.....	I à 14
Chapitre I. — GÉNÉRALITÉS — HISTORIQUE.	
A. AVERTISSEMENT	17
B. INTRODUCTION GÉOGRAPHIQUE	18
1. <i>Caractères généraux</i>	18
2. <i>Les grandes unités morphologiques</i>	21
3. <i>Les cartes</i>	24
C. HISTORIQUE	24
1. <i>Avant la première guerre mondiale</i>	25
2. <i>Entre la première et la deuxième guerre</i>	26
3. <i>Après la deuxième guerre</i>	26
D. INTRODUCTION STRATIGRAPHIQUE ET STRUCTURALE... ..	31
1. <i>Les grands traits paléogéographiques</i>	31
2. <i>La situation du massif de l'Ouarsenis</i>	32
3. <i>Le problème des faciès de l'Ouarsenis</i>	32
4. <i>Les confirmations de la notion d'allochtone</i>	32
5. <i>Les subdivisions des terrains non autochtones</i>	33
6. <i>Conclusions</i>	34
STRATIGRAPHIE.	
Généralités	37
Chapitre II. — LE PALÉOZOÏQUE.	
A. INTRODUCTION	43
B. LE PRIMAIRE DES MASSIFS DU CHÉLIFF	44
Historique (44) — Description (46) — Conclusions (48).	
C. LE PRIMAIRE EMBALLÉ DANS LE COMPLEXE TRIASIQUE.	50
Les débris de sédimentaire (50) — Les débris de Cristallophyllien et d'éruptif (53).	
D. LE PRIMAIRE EN GALETS DANS LE MIOCÈNE.....	55
E. CONCLUSIONS	56
Chapitre III. — LE TRIAS.	
A. HISTORIQUE.....	60

B. DESCRIPTION DE QUELQUES FACIÈS ET DE QUELQUES AFFLEUREMENTS INTÉRESSANTS.	60
1. <i>Le Trias en position anormale</i>	60
a) Caractères généraux	60
b) Description de quelques constituants.	61
Calcaires et dolomies (61) — cargneules (62) — gypse (62) — grès blancs (63) — calcaires à minéraux (64) — minéraux (64) — argiles (65) — roches éruptives triasiques (65).	
c) Description de quelques coupes.	65
Le Trias du Douar el Meddad (66) — le Trias d'El Beida (67).	
2. <i>Le Trias en place des massifs du Chélib</i>	67
Le Trias du Doui (68) — le Trias de Lamartine (68).	
C. CONCLUSIONS STRATIGRAPHIQUES	68

Chapitre IV. — LE JURASSIQUE.

A. LE JURASSIQUE DES MASSIFS DU CHÉLIFF.	73
Historique (73) — Caractères généraux (74) — Le Massif du Zaccar (74) — Massif de Rouina et des Attafs (75) — Conclusions (77).	
B. LE JURASSIQUE DU KOUDIAT LAROUAH	78
C. LE JURASSIQUE DU MASSIF CULMINANT DE L'OUARSENIS	79
1. <i>Introduction</i>	80
2. <i>La série du Grand Pic</i>	81
Rapports entre la sédimentation et la tectonique au cours du Lias (89).	
3. <i>Le Jurassique des massifs autres que le Grand Pic</i>	92
4. <i>Conclusions stratigraphiques</i>	95
D. LE JURASSIQUE EMBALLÉ DANS LE TRIAS.	95
E. LE JURASSIQUE EN GALETS.	97
F. CONCLUSIONS STRATIGRAPHIQUES	98

Chapitre V. — LE NÉOCOMIEN.

A. LE NÉOCOMIEN DES MASSIFS DU CHÉLIFF.	100
B. LE NÉOCOMIEN DU KOUDIAT LAROUAH.	101
C. LE NÉOCOMIEN DU MASSIF CULMINANT	103
D. LE NÉOCOMIEN DU MASSIF DE L'AMROUNA	104
E. LE NÉOCOMIEN EMBALLÉ DANS LE COMPLEXE TRIASIQUE.	106
F. CONCLUSIONS STRATIGRAPHIQUES	107

Chapitre VI. — LE BARRÉMO-APTIEN.

A. LE BARRÉMO-APTIEN DES MASSIFS AUTOCHTONES DE LA FEUILLE DE TENIET EL HAAD.	109
--	-----

1. <i>Coupes et description du monoclinal de l'Amrouna</i>	110
Coupe de l'Amrouna (110) — Coupe de Marbot-Sidi Aïssa (113) — Conclusions (115).	
2. <i>Coupes et description du massif du Rhiles</i>	116
Coupe du Kef Mezioud (116) — Coupe de l'anticlinal du Rhiles (117).	
3. <i>Coupes et description du massif du Douar Tighzert</i>	119
Coupe de l'Ech Chaoun (120) — Coupe de Hallouda (122) — Coupe des rochers étagés (123) — Coupe de l'Oued Krerkrou (126) — Discussion sur l'âge de la série de l'Oued Krerkrou (128) — Les phénomènes de sédimentation (129).	
4. <i>Conclusion sur le Barrémo-Aptien des massifs autochtones.</i>	132
B. LE BARRÉMO-APTIEU DU COMPLEXE A	132
1. <i>Le Barrémo-Aptien du massif culminant de l'Ouarsenis</i> ...	133
2. <i>L'Aptien de la feuille El Meddad</i>	136
3. <i>L'Aptien de la feuille de Beni bou Douane</i>	136
4. <i>Le Barrémo-Aptien de la feuille de Pont du Caïd</i>	137
5. <i>Le Barrémo-Aptien de la feuille de Teniet el Haad</i>	141
C. L'APTIEU DE LA NAPPE C	142
D. CONCLUSIONS STRATIGRAPHIQUES	143

Chapitre VII. — LE CLANSAYESIEU ET L'ALBIEU INFÉRIEUR ET MOYEU.

A. L'ALBIEU DES MASSIFS AUTOCHTONES.	146
1. <i>Étude de quelques faciès</i>	146
2. <i>Quelques particularités sédimentologiques</i>	147
Discordances intraformationnelles (147) — stratification oblique (149) — figures de charge et de fluxion (150) — pseudo-nodules (151) — effilochage de bancs (153).	
3. <i>Quelques coupes</i>	154
Coupe de l'Ech Chaoun (154) — Coupe du Bou Mediene (155) — Coupe de l'Amrouna (155).	
4. <i>Age de la série autochtone</i>	156
B. L'ALBIEU DU COMPLEXE A	156
1. <i>Étude de quelques faciès</i>	156
Le flysch (156) — les niveaux à nodules (159) — les faciès marneux (159) — les faciès rouges (160) — l'Albien transgressif (162).	
2. <i>Étude de quelques coupes</i>	164
L'Albien du Kef Assaker (164) — de la maison forestière des Beni Zoug Zoug (164) — au N de la maison forestière (165) — du Koudiat bel Kouf (166) — de l'Oued Lyra (167) — du marché des Matmatas (167).	
3. <i>Le flysch albo-aptien du Djebel Tiberkanine</i>	168
4. <i>Conclusions stratigraphiques</i>	168

C. L'ALBIEN DE LA NAPPE B	169
<i>Description de quelques affleurements</i>	169
Sur la feuille de Bourbaki (169) — de Teniet el Haad (170) — dans le bassin des Matmatas (170).	
D. L'ALBIEN DE LA NAPPE C	171
E. CONCLUSIONS STRATIGRAPHIQUES	171

Chapitre VIII. — L'ALBIEN SUPÉRIEUR ET LE VRACONIEN.

A. L'ALBIEN DES MASSIFS AUTOCHTONES.	175
B. L'ALBIEN DU COMPLEXE A ET DE LA NAPPE B.	177
1. <i>des environs de Teniet el Haad</i>	177
2. <i>de la feuille de Taine</i>	178
3. <i>de la feuille de Bourbaki</i>	179
4. <i>de la feuille d'El Meddad</i>	180
5. <i>de la feuille de Beni bou Douane</i>	181
6. <i>de la feuille de Pont du Caïd</i>	181
7. <i>Conclusions</i>	182
C. L'ALBIEN DE LA NAPPE C	183

Chapitre IX. — LE CÉNOMANIEN, LE TURONIEN, LE SÉNONIEN ET LE DANIEN.

<i>Les subdivisions micropaléontologiques</i>	186
Le Cénomanien et le Turonien	188
A. MASSIFS AUTOCHTONES.	188
B. COMPLEXE A ET NAPPE B.	189
Description de quelques faciès (190).	
a) <i>Les faciès colorés à Radiolaires</i>	190
b) <i>Les calcaires à Ammonites du Djebel Laghouale</i>	190
c) <i>Les calcaires à lits siliceux de la limite Cénomanien-Turonien</i>	191
C. NAPPE C.	195
1. <i>Les niveaux à Orbilolina concava</i>	195
2. <i>Les Radiolarites</i>	195
3. <i>Les calcaires microbréchiques à Globotruncana</i>	196
D. LE CÉNOMANIEN NÉRITIQUE REMANIÉ	196
1. <i>dans le Sénonien</i>	197
2. <i>dans le Miocène</i>	197
Le Sénonien et le Danien	199
A. LE SÉNONIEN DES MASSIFS AUTOCHTONES.	200
B. LE SÉNONIEN DU COMPLEXE A ET DE LA NAPPE B. ..	201
1. <i>Faciès de marnes brunes</i>	201
2. <i>Faciès de marnes grises</i>	202
3. <i>Les faciès détritiques</i>	203

C. LE SÉNONIEN TRANSGRESSIF DE LA FEUILLE DE MO- LIÈRE	205
D. LE SÉNONIEN DE LA NAPPE C	205
E. LE SÉNONIEN NÉRITIQUE EN GALET	206

Chapitre X. — L'ÉOCÈNE.

A. L'ÉOCÈNE INFÉRIEUR	210
<i>La microfaune</i>	210
1. <i>Le faciès de marno-calcaires blancs à Globigérines</i>	212
2. <i>Le faciès grés-glaucôneux</i>	214
3. <i>Le faciès phosphaté</i>	217
B. L'ÉOCÈNE MOYEN ET SUPÉRIEUR	219
<i>La microfaune</i>	219
1. <i>Le faciès de marnes brunes</i>	220
2. <i>Les faciès noirâtres</i>	221
3. <i>Les niveaux à Asterodiscus</i>	226
C. L'ÉOCÈNE EN GALET DANS LE MIOCÈNE DE LA NAPPE C.	227

Chapitre XI. — L'OLIGOCÈNE.

— L'Oligocène à faciès Boghari	229
<i>La microfaune</i>	230
A. DESCRIPTION DE QUELQUES COUPES	231
1. <i>Le monoclinal du Douar Beïzid</i>	231
2. <i>L'Oligocène de la feuille de Vialar</i>	233
3. <i>L'Oligocène du Kef Irhoud</i>	236
4. <i>Les faciès détritiques de la feuille d'El Meddad</i>	238
5. <i>Les faciès marno-gréseux du Draa Sennagrh</i>	240
6. <i>Les marnes de Trolard Taza</i>	241
7. <i>L'Oligocène de l'oued Azouz</i>	242
8. <i>L'Oligocène du bassin des Matmalas</i>	242
B. CONCLUSIONS STRATIGRAPHIQUES	243
— L'Oligocène à faciès « Numidien »	244
A. DESCRIPTION DES FACIÈS	245
1. <i>La série argileuse de base</i>	245
2. <i>La série gréseuse</i>	247
B. ÉTUDE DE QUELQUES ACCIDENTS DE LA SÉDIMENTATION.	248
1. <i>Les moulures coniques</i>	249
2. <i>Les moulures arrondies ou figures de charge et de fluxion</i> ..	251
3. <i>Les villosités</i>	253
4. <i>Les moulures reclinées</i>	253
5. <i>Les moulures allongées</i>	254
6. <i>Les rides et boursouflures cannelées</i>	254
7. <i>Les cannelures</i>	255
8. <i>Les ripplemarks</i>	256
9. <i>Les pseudo-nodules</i>	256

10. <i>Les filons clastiques</i>	257
11. <i>Les galets d'argile et les poches</i>	257
C. DESCRIPTION DE QUELQUES COUPES	261
1. <i>Le Djebel Laghouale</i>	261
2. <i>Le Kéff el Beida</i>	261
3. <i>Le massif de la Forêt des Cèdres</i>	263
4. <i>Le Djebel Nador</i>	264
5. <i>Le Numidien de l'Oued Krammes</i>	265
6. <i>Le Numidien du Djebel Bameur</i>	266
7. <i>Le Numidien du Djebel Mazioute</i>	266
D. CONCLUSIONS STRATIGRAPHIQUES	267

Chapitre XII. — LE MIOCÈNE.

— A propos du Miocène inférieur I et du Miocène inférieur II	270
<i>Les grandes subdivisions du Miocène tellien</i>	270
<i>Sur l'existence de deux Miocènes inférieurs</i>	271
— Le Miocène inférieur I	277
<i>La microfaune</i>	277
A. LE MIOCÈNE INFÉRIEUR AUTOCHTONE	278
1. <i>Description des faciès</i>	279
Les niveaux détritiques de base (279) — Les marnes (282).	
2. <i>Description de quelques coupes</i>	282
La série marnogréseuse du Sersou (282) — Les faciès aberrants du Djebel Rihoune et leurs problèmes (283) — Le problème du Miocène du versant NW de l'Am- rouna (288).	
3. <i>Faune et âge</i>	291
B. LE MIOCÈNE DU COMPLEXE A	291
1. <i>Le Miocène des environs de Bou Caïd</i>	292
2. <i>Les lambeaux miocènes des environs de la maison forestière d'El Houadeur</i>	293
3. <i>Les lambeaux miocènes de l'Oued Fodda, de l'Oued ed Djir, et du Souk el Tnin</i>	295
4. <i>Le Miocène au NW de Teniet el Haad</i>	295
5. <i>Les faciès du Douar Khobazza</i>	296
6. <i>Le Miocène de Bir ben Abbou</i>	297
7. <i>Le Miocène de la région de Dutertre et de Marbol</i>	298
8. <i>Le Miocène du Djebel Boukba et du massif des Malmatas</i>	298
C. LE MIOCÈNE DE LA NAPPE B	302
1. <i>Étude de quelques faciès</i>	303
2. <i>Étude de quelques affleurements</i>	304
Le Miocène gréseux de la région de Bourbaki (304) — Le Miocène marno-gréseux de la partie SW de la feuille de Taine (304) — La fenêtre miocène de la route de Teniet el Haad-Taine (306) — Les chaînons miocènes	

de la région de Vialar (307) — Le Miocène de Sidi Lassene (307) — Le Miocène du Douar Beizid (309) — Le Miocène de l'oued Krarroub (310) — Le Miocène conglomératique du marché des Matmatas (310).

D. LE MIOCÈNE DE LA NAPPE C.	311
1. <i>Les galets d'origine lointaine</i>	311
2. <i>Description des affleurements</i>	312
- Le Miocène inférieur II et le Miocène supérieur	317
<i>Microfaune</i>	319
1. <i>Description des affleurements</i>	319
2. <i>Conclusions</i>	324
— Conclusions stratigraphiques	325
A. LE MIOCÈNE I.	325
B. LE MIOCÈNE INFÉRIEUR II ET LE MIOCÈNE SUPÉRIEUR	327

Chapitre XIII. — LE PLIOCÈNE ET LE QUATERNAIRE.

<i>Le Pliocène</i>	332
<i>Le Quaternaire</i>	335

TECTONIQUE	339
-------------------------	-----

Chapitre XIV. — LE CADRE STRUCTURAL.

<i>Sur la nécessité des charriages</i>	341
<i>Les subdivisions structurales</i>	346

Chapitre XV. — L'AUTOCHTONE.

A. LES MASSIFS DE LA RÉGION DE TENIET EL HAAD ...	348
1. <i>La phase anté-miocène</i>	348
2. <i>La phase post-miocène inférieur</i>	351
B. LE MIOCÈNE DES RÉGIONS MÉRIDIONALES.....	361
C. LES MASSIFS AUTOCHTONES DU CHÉLIFF	363
1. <i>Le massif du Doui</i>	364
2. <i>Le massif de Rouina</i>	366
D. LE MASSIF JURASSIQUE DU KOUDIAT LAROUAH.....	367
E. COUP D'ŒIL GÉNÉRAL SUR L'AUTOCHTONE.....	367

Chapitre XVI. — LE COMPLEXE A.

A. DÉFINITION.....	369
B. LA LIMITE INFÉRIEURE DU COMPLEXE A	370

1. <i>Autour du monoclinale de l'Amrouna</i>	370
2. <i>Autour du massif jurassique du Koudiat Larouah</i>	374
3. <i>Autour des massifs primaires et jurassiques du Chéelif</i>	374
C. DESCRIPTION STRUCTURALE DÉTAILLÉE.	377
1. <i>Les chevauchements</i>	377
2. <i>Les lames et les structures isoclinales</i>	382
3. <i>Quelques accidents à Trias</i>	387
4. <i>Les compartiments à structure simple</i>	393
5. <i>La tectonique du massif culminant</i>	394
Les extrusions et leur enveloppe (394) — Les lambeaux jurassiques non enracinés (397) — Interprétation générale du Grand Pic (405).	
6. <i>A propos de quelques zones complexes intermédiaires entre le Complexe A et la nappe B</i>	407

Chapitre XVII. — LA NAPPE B.

A. DÉFINITION.	413
B. LES PREUVES DE L'EXISTENCE DE LA NAPPE B.	414
C. LA LIMITE INFÉRIEURE DE LA NAPPE B.	415
1. <i>Lorsque la nappe B repose sur le Miocène inférieur</i>	415
2. <i>Lorsque la nappe B repose sur un substratum crétacé (autochtone ou complexe A)</i>	417
D. LES SUBDIVISIONS DE LA NAPPE B.	420
1. <i>La lame oligo-miocène ou B1</i>	423
Allure générale (423) — Complexité tectonique (425).	
2. <i>La lame crétacée-éocène ou B2</i>	426
Subdivisions (429) — Comportement tectonique (431).	
3. <i>La lame à Sénonien détritique ou B3</i>	435
E. QUELQUES CONSIDÉRATIONS GÉNÉRALES.	436
Allure des lames B1, B2 et B3 (436) — Problèmes concernant la limite entre le complexe A et la nappe B sur les feuilles de Bourbaki et d'El Meddad : les phénomènes d'encapuchonnement (436).	
F. CONCLUSIONS ; ALLURE GÉNÉRALE DE LA NAPPE B ; AMPLITUDE DES DÉPLACEMENTS	439

Chapitre XVIII. — LA NAPPE C.

A. DÉFINITION.	442
B. LES PREUVES DE L'EXISTENCE DE LA NAPPE C.	443
C. DESCRIPTION DÉTAILLÉE DES LAMBEAUX DE LA NAPPE C	444
1. <i>Le Massif de la Forêt des Cèdres</i>	444
2. <i>Le Djebel Laghouate</i>	451
3. <i>Le Djebel Nador</i>	455
4. <i>Le Djebel Ouanzil</i>	458

5. <i>Le Djebel Tikledja</i>	459
6. <i>Les lambeaux de la feuille de Bourbaki</i>	460
7. <i>Le Djebel Mazioute</i>	460
8. <i>Le lambeau des Oulad Stah</i>	460
9. <i>Le lambeau du Souk el Djemaa</i>	461
10. <i>Le lambeau des Malmalas</i>	461
11. <i>Le lambeau du fossé du Djebel Tachta</i>	461
12. <i>La klippe de Letourneux</i>	462
13. <i>Le massif miocène du Djebel Bou Rhida</i>	463
D. CONCLUSIONS GÉNÉRALES	466
1. <i>Relations de la nappe C avec son substratum</i>	466
2. <i>Sur l'origine et le mécanisme de mise en place</i>	466
3. <i>La nappe C se subdivise-t-elle en lames</i>	468

Chapitre XIX. — APERÇU SUR LA STRUCTURE DU TELL SEPTENTRIONAL.

A. LES GRANDS TRAITs STRUCTURAUX DU TELL SEPTENTRIONAL	470
1. <i>La chaîne calcaire</i>	470
2. <i>La nappe du flysch</i>	472
3. <i>Les structures simples de l'autochtone</i>	475
4. <i>Les structures plus compliquées situées au N de l'autochtone</i>	475
5. <i>Le Crétacé de la feuille de Miliana</i>	477
6. <i>Les dépôts post-nappe</i>	480
B. CONCLUSIONS	480

Chapitre XX. — ÉVOLUTION PALÉOGÉOGRAPHIQUE ET STRUCTURALE DE L'OUARSENIS ORIENTAL.

<i>Paléozoïque</i>	484
<i>Trias</i>	485
<i>Jurassique</i>	486
<i>Néocomien</i>	490
<i>Barrémo-Aptien</i>	491
<i>Clansayésien-Albien ; la phase tectonique de l'Albo-Aptien ; le problème de la zone III</i>	494
<i>Albien moyen</i>	497
<i>Albien supérieur</i>	497
<i>Cénomanién</i>	498
<i>La limite Cénomanién-Turonien</i>	499
<i>Turonien, Sénonien, Danién ; les mouvements sénoniens</i>	499
<i>Éocène</i>	501
<i>La première phase alpine</i>	503
<i>L'Oligocène</i>	504
<i>La deuxième phase alpine</i>	508
<i>Le Miocène inférieur I</i>	511
<i>La mise en place des nappes</i>	513
<i>Les mouvements post-nappe</i>	520

<i>Le Miocène post-nappe</i>	521
<i>La phase tectonique de la fin du Miocène</i>	521
<i>L'évolution plio-quadernaire</i>	521

Chapitre XXI. — CONCLUSIONS GÉNÉRALES.

<i>L'évolution du Tell au Secondaire</i>	525
<i>Le Tell au Tertiaire</i>	529
<i>La mise en place des nappes</i>	530
<i>L'histoire post-nappe du Tell</i>	533

DEUXIÈME THÈSE

Propositions données par la Faculté

“Les critères de polarité, leur utilité”

Vu et approuvé

Paris, le 27 Novembre 1957

Le Doyen de la Faculté des Sciences,

J. PERES

Vu

et Permis d'imprimer :

Le Recteur de l'Académie
de Paris.

Jean SARRAILH

